

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA,
ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA I (GEOFÍSICA Y
METEOROLOGÍA)



TESIS DOCTORAL

**Caracterización higroscópica del aerosol
atmosférico mediante la técnica lidar Raman**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Alfonso Javier Fernández García

DIRECTORES

Manuel Pujadas Cordero
Francisco Molero Menéndez

Madrid, 2017

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA,
ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA I, (GEOFÍSICA Y METEOROLOGÍA)



Caracterización higroscópica del aerosol atmosférico mediante la técnica lidar Raman

Memoria presentada para optar al grado de doctor por:

Alfonso Javier Fernández García

Bajo la dirección de los Doctores:

Dr. Manuel Pujadas Cordero (CIEMAT)

Dr. Francisco Molero Menéndez (CIEMAT)

Madrid, 2016

Esta tesis doctoral ha sido financiada por una beca para la formación de personal investigador de CIEMAT, asociada al proyecto de investigación "PHAESIAN" (Propiedades Higroscópicas de los Aerosoles y Efecto Sobre la Interacción Aerosol-Nube, CGL2010-17777) y posteriormente mediante un contrato asociado al proyecto de investigación "PROACLIM" (PROpiedades del Aerosol atmosférico en diferentes escenarios espacio-temporales y su influencia en el CLIMA, CGL2014-52877-R) en el mismo centro de investigación. La estancia predoctoral realizada en la estación de CESAR (Cabauw Experimental Site for Atmospheric Research), en los Países Bajos, por un periodo dos meses, fue financiada por el proyecto ACTRIS mediante una actividad TNA (TransNational Access activity).

This thesis has been funded through a CIEMAT research fellowship, associated to PHAESIAN research project (CGL2010-1777) and subsequently through a contract associated to PROACLIM research project (CGL2014-52877-R) at the same research center. The working stay carried out at CESAR (Cabauw Experimental Site for Atmospheric Research), in the Netherlands, for two months, was financed by ACTRIS project through a TNA (TransNational Access) activity.

*A mis padres,
a mi hermana.*

Agradecimientos

Quisiera empezar por mostrar mi más sincero agradecimiento a mis directores de tesis los doctores Manuel Pujadas y Francisco Molero. A Manuel me gustaría agradecerle su confianza, apoyo y dedicación en toda esta etapa, aun cuando su editor de comentarios, en búsqueda de la perfección, puso a prueba mis nervios. Admiro su espíritu científico, especialmente para "ver" planteamientos que previamente no había contemplado. A Curro quiero agradecerle el conocimiento compartido, pues parte de lo que sé lo aprendí con él y de él, su paciencia conmigo, el tiempo que me dedicó y su actitud siempre alegre a pesar de los problemas que nuestro equipo lidar nos tuviera preparados. Será la experiencia...

En segundo lugar, deseo manifestar mi gratitud a la doctora Begoña Artíñano, jefa de la Unidad de Caracterización de la Contaminación Atmosférica y COP's, por brindarme la posibilidad de haber realizado esta tesis doctoral en su unidad. Igualmente agradezco su apoyo y confianza, contando conmigo para participar en proyectos posteriores y que también han permitido finalizar en parte esta memoria.

Grato recuerdo guardo del resto de mis compañeros del edificio 23 del CIEMAT: Alberto, Arantxa, Bea, Eli, Elías, Esther, José Manuel, José Luis, José Miguel, Juan Carlos, Lourdes, Magdalena, Marcos, Mariano, Marta, Mónica, Paco, Pedro, (ahora es cuando me dejo a alguien, espero que no...). Gracias por vuestro compañerismo y amistad que han hecho que los clásicos avatares del doctorando hayan sido neutralizados por vuestros consejos, la resolución de mis dudas, las cervezas de los viernes, los partidos de fútbol y tenis (en su día...) o el simplemente hecho de acercarme a aquella galaxia lejana en la que vivo, mi querido pueblo Móstoles. No me quiero olvidar de mis compañeros de comedor del CIEMAT, que amenan siempre las comidas, y con los que esporádicamente mantengo profundas e interesantes conversaciones científicas. Algún día sacaremos un artículo científico de todo esto...Tampoco puedo dejar de mencionar al recién creado grupo de "Jóvenes molones". ¡Sin duda alguna, futuros doctores!

I thank people at KNMI, who I had the opportunity to work and have fun time with, in particular Dr. Arnoud Apituley (now it comes to my mind the visit to Rotterdam, the iSPEX campaign, the nighttime lidar measurements and my old dutch bike...) for making me feel at home, for the scientific talks, the support and for that unforgettable stay at the Netherlands. Thank you very much indeed! I would also like to thank Dr. Igor Veselovskii's and Dr. Anatoly

Chaikovsky's research group too for the help provided concerning the inversion with regularization and the LIRIC code.

Vienen a mi cabeza también agradables recuerdos de las estancias realizadas en Granada con el grupo de Física de la Atmósfera del CEAMA, con los que descubrí parte de los intrínquilis de la técnica lidar y del famoso "LIRIC", y a su vez una ciudad desconocida para mí, junto a sus célebres tapas. Muchas gracias a todos, en particular a los "chicos lidar" (Fran, Juan Antonio, Juan Luis y María José), por vuestra acogida, cercanía y compañerismo.

Quiero agradecer al profesorado del Máster de Geofísica y Meteorología de la Facultad de Ciencias Físicas (UCM), en especial a la Dra. Encarna Serrano, su cercanía y devoción por la enseñanza y sus alumnos, primeramente "profe" de Termodinámica de la Atmósfera, posteriormente tutora de mi Trabajo de Fin de Máster y finalmente de esta tesis. También a mis compañeros y amigos del Máster con los que disfruté e inicié mi andadura en el estudio de la atmósfera.

Agradezco el esfuerzo realizado en la revisión de esta tesis a los doctores Adolfo Comerón y Lucas Alados-Arboledas, como evaluadores externos, por las sugerencias, comentarios y localización de erratas en el breve plazo de tiempo dado, contribuyendo así a la mejora de esta memoria.

Gracias a mis amigos de "Ambientales" y de "Monstruoles", que pese a que cada vez estamos más repartidos por el mundo y nos vemos menos, mostraron su ánimo y apoyo en algún momento para que finalizara este manuscrito.

Muchas gracias a mi familia por vuestro amor, cariño y apoyo, a los presentes y a los que un día nos dejaron, pues todos ellos pusieron su granito de arena para dar forma a la persona que hoy escribe este texto. En especial a mis padres Lupe y Alfonso, que un día me dieron la vida y de paso el mejor regalo que puede ser dado, mi hermana Silvia. A ellos, plenos conocedores del sacrificio y esfuerzo realizado durante todo este tiempo les dedico esta tesis. Finalmente acepté la idea de que no podemos controlar las circunstancias que nos rodean, pero sí nuestra voluntad, que ha de permanecer inquebrantable para hacer y seguir haciendo, pues en ella encontré el sosiego y la conformidad por haberlo dado todo. Gracias por recordarme la obligación de no rendirme.

A mi rubia, que me da luz en un camino lleno de nubes. A ti Marta, te agradezco también el amor, cariño y ánimo dado, que ha inundado de alegría el último tramo de esta etapa y espero que de las siguientes.

The author is also grateful to the British Met Office, the National Oceanic and Atmospheric Administration, and the Aerosol Robotic Network as this thesis has used data from these sources. También quisiera expresar mi gratitud al Ministerio de Agricultura Alimentación y Medio Ambiente y a la Agencia Estatal de Meteorología debido a que esta tesis ha utilizado información proporcionada por estos organismos.

Agradezco asimismo la ayuda de todos aquellos de los que me haya podido olvidar.

Por último, gracias a ti, mi curioso lector, por la lectura de esta memoria. Espero que sirva.

Índice

ABSTRACT	XV
RESUMEN	XIX
1. INTRODUCCIÓN Y MOTIVACIÓN	1
2. OBJETIVOS	7
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	9
3.1.- Caracterización física y química del aerosol atmosférico	9
3.1.1.- <i>Caracterización física</i>	9
3.1.2.- <i>Caracterización química</i>	12
3.2.- El vapor de agua	14
3.2.1.- <i>El vapor de agua en la atmósfera. Variabilidad y tendencias</i>	14
3.2.2.- <i>El vapor de agua y su termodinámica</i>	16
3.2.2.1.- <i>El aire húmedo y los índices de humedad</i>	16
3.2.2.2.- <i>El aire húmedo y sus cambios de fase. Ecuación de Clausius-Clapeyron. Ecuación de Kelvin y Köhler. Mecanismos de saturación del vapor de agua en la atmósfera</i>	19
3.3.- Interacción REM-materia	24
3.3.1.- <i>La ley de Bouguer-Beer-Lambert</i>	24
3.3.2.- <i>Dispersión de la radiación solar por la atmósfera terrestre</i>	26
3.3.3.- <i>Absorción de la radiación solar por la atmósfera terrestre</i>	32
3.4.- La técnica lidar y ecuación. La lidar ratio y el exponente de Ångström	33
3.5.- La capa límite planetaria	38
3.6.- Dependencia de las propiedades ópticas del aerosol respecto de la humedad. Higroscopicidad	41
4. INSTRUMENTACIÓN Y LUGAR DE MEDIDA	47
4.1.- La red EARLINET	47
4.2.- Instrumentos lidar utilizados	49
4.3.- La torre meteorológica del CIEMAT	54
4.4.- Radiosondas de la AEMET	55
4.5.- Fotómetro solar CIMEL 318-A de la AEMET	56
4.6.- El emplazamiento de la estación lidar de Madrid-CIEMAT	57
5. METODOLOGÍA	61
5.1.- Pre-procesamiento de datos	61
5.1.1.- <i>Corrección de tiempo muerto</i>	61
5.1.2.- <i>Señal de fondo</i>	62
5.1.3.- <i>Gluing</i>	62
5.2.- Tests de control de calidad	63
5.2.1.- <i>Ajuste Rayleigh</i>	63
5.2.2.- <i>Test Telecover</i>	66
5.2.3.- <i>Test trigger delay</i>	68
5.2.4.- <i>Test de medida de la corriente oscura</i>	68

5.3.- Algoritmos de inversión de las señales lidar para inferir las propiedades ópticas de los aerosoles	69
5.3.1.- <i>Señales elásticas</i>	70
5.3.2.- <i>Señales inelásticas</i>	75
5.3.3.- <i>Incertidumbres</i>	79
5.4.- Estimación de la humedad mediante la técnica lidar Raman	81
5.4.1.- <i>Cálculo de la razón de mezcla y su error</i>	81
5.4.2.- <i>Cálculo de la humedad relativa y su error</i>	84
5.4.3.- <i>Cálculo del contenido de agua precipitable</i>	85
5.5.- Análisis de la dependencia de las propiedades ópticas del aerosol respecto de la humedad. Caracterización higroscópica	86
5.6.- Determinación de la altura de la capa residual nocturna	89
5.7.- Algoritmos para la obtención de propiedades microfísicas	92
5.7.1.- <i>LIRIC</i>	92
5.7.2.- <i>Inversión con regularización</i>	95
 6. RESULTADOS I. PUESTA A PUNTO DE LA ESTACIÓN LIDAR DE MADRID-CIEMAT	 101
6.1.- Introducción	101
6.2.- Intercomparación de sistemas lidar: Campaña SPALI10	103
6.3.- Tests de control de calidad	107
6.3.1.- <i>Test Ajuste Rayleigh</i>	108
6.3.2.- <i>Test Telecover</i>	112
6.3.3.- <i>Test Trigger delay</i>	115
6.3.4.- <i>Medida de la corriente oscura</i>	116
6.4.- Implementación del canal de vapor de agua, calibración y evaluación de su funcionamiento	118
6.4.1.- <i>Medidas y resultados</i>	122
 7. RESULTADOS II. ESTUDIO DE LA BAJA ATMÓSFERA	 137
7.1.- Introducción	137
7.2.- Estimación de la altura de la capa residual nocturna	138
7.3.- Estimación del contenido de agua precipitable	150
 8. RESULTADOS III. ESTUDIO DE EVENTOS HIGROSCÓPICOS DE AEROSOLES	 163
8.1.- Casos detectados en la estación lidar de Madrid-CIEMAT	163
8.1.1.- <i>3 de junio de 2013</i>	163
8.1.2.- <i>20 de junio de 2013</i>	174
8.1.3.- <i>24 de septiembre de 2012</i>	183
8.2.- Casos detectados en la estación de CESAR	194
8.2.1.- <i>12 de mayo de 2008</i>	194
8.2.2.- <i>21 de mayo de 2008</i>	205
 9. RESULTADOS IV. PROPIEDADES ÓPTICAS Y MICROFÍSICAS DE AEROSOLES PROCEDENTES DE UN INCENDIO	 215
9.1.- Introducción	215
9.2.- Descripción del evento y caracterización meteorológica	217
9.3.- Caracterización de los aerosoles mediante instrumentos de detección remota	220
 10. CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS	 239

ANEXO I. LISTA DE ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS	245
ANEXO II. LISTA DE VARIABLES UTILIZADAS FRECUENTEMENTE	247
ANEXO III. MAPAS SINÓPTICOS DE PRESIÓN REDUCIDA A NIVEL DEL MAR	249
ANEXO IV. REGRESIÓN LINEAL ENTRE PWV Y AOD	257
REFERENCIAS	259
LISTA DE PUBLICACIONES	281

Abstract

The research described in this thesis started in 2010, within the framework of the “PHAESIAN” (Propiedades Higroscópicas de los Aerosoles y Efecto Sobre la Interacción Aerosol-Nube, CGL2010-17777) national project, whose aim was to characterize the aerosol hygroscopic properties and the aerosol-cloud interaction, and subsequently continued within the “PROACLIM” (PROpiedades del Aerosol atmosférico en diferentes escenarios espacio-temporales y su influencia en el CLIMa, CGL2014-52877-R) national project.

The importance of this research lies on the fact that one of the major uncertainties sources, found in the estimations of the radiative forcing¹ for emissions and drivers, which rule the earth’s radiative budget, and therefore the climate, is the role played by aerosols when it comes to formation, distribution and modification of the cloud characteristics, according to the results stated in the V IPCC² report (2013). In this sense, the knowledge of the aerosol optical and microphysical properties, observed at different humidity conditions, is determining to infer such radiative forcing and understand in a better manner the mechanism of interaction between aerosols and clouds.

This thesis reports about the research carried out within the topic cited previously through the LIDAR³ (hereinafter named “lidar”) technique, given that this technology allows to observe simultaneously aerosol optical properties and water vapour content in the atmosphere, resolved in height, and without any perturbation of the atmospheric sample. The lidar technique (according to the manner used in this thesis) utilizes pulsed laser radiation emitted to the vertical direction from the surface and subsequently analyses the fraction of the radiation backscattered by aerosols and gases, which make up the atmosphere. In order to do this, it has been necessary to fulfill several prior objectives in the Madrid-CIEMAT⁴ lidar station, where the major part of this work has been accomplished (this station belongs to EARLINET⁵, established in 2000, so as to create a database statistically significant about the aerosol distribution on a continental scale). In first place, it was necessary to implement and calibrate a new detection channel at the Madrid-CIEMAT station, devoted to register the vertical distribution of the water

¹ Radiative forcing is the change in the net, downward minus upward, radiative flux (expressed in W m^{-2}) at the tropopause or top of atmosphere due to a change in an external driver of climate change, such as, for example, a change in the concentration of carbon dioxide.

² IPCC: acronym of Intergovernmental Panel of Climate Change.

³ LIDAR: acronym of LIght Detection And Ranging.

⁴ CIEMAT: spanish acronym of Centro de Investigaciones Energéticas MedioAmbientales y Tecnológicas.

⁵ EARLINET: acronym of European Aerosol Research Lidar NETwork.

vapour content. This detection channel along with the other five channels previously implemented (utilized to retrieve aerosol optical properties) allow to characterize the hygroscopic processes of atmospheric aerosols. Secondly, the set up and protocols, established by EARLINET, were applied to assure data quality. Fulfilled both objectives, the main objective is to study and describe aerosol hygroscopic events in well-mixed atmospheric layers at the low atmosphere through a lidar database (vertical profiles of aerosol optical properties and water vapour content) created previously by the Madrid-CIEMAT station. This thesis also includes a similar study carried out through the CAELI⁶ lidar database at CESAR⁷ (this lidar station also belongs to EARLINET) during a working stay carried out at such station.

Given the fact that the complexity of the study posed in both stations is remarkable, a detailed description is just provided for 5 aerosol hygroscopic events, 3 events registered at Madrid and 2 at CESAR. Finally, it has been considered interesting to include also the hygroscopic characterization of an aerosol plume from a forest-fire event, observed in the free-troposphere, which was detected during the experimental stage of this thesis. The estimation of aerosol microphysical properties has been accomplished by the following algorithms: the inversion with regularization and LIRIC⁸ which use as input the lidar measurements and additionally sun-photometer measurements in case of using LIRIC code.

With regard to results and conclusions, it must be mentioned the following. The enhancement factor was obtained for the 5 aerosol hygroscopic events. Moreover, interesting patterns have been found for certain relative humidity ranges in such enhancement factor curves, which possibly are linked to deliquescence processes. When possible, the study of the backscatter-related Ångström exponent⁹ and relative humidity has pointed out an anti-correlated pattern, which might indicate that as relative humidity increases, the aerosol size is also augmented due to hygroscopicity. The detailed analysis of hygroscopic events registered at CESAR has shown that lidar ratio¹⁰ (355 nm) is enlarged by humidity as a consequence of a predominance of extinction processes over the backscatter processes. The augmentation of effective radii and the diminishment of refractive index (real part) simultaneously for high humidity ranges also indicates that aerosol hygroscopic growth takes place and provides its characterization. The events concerning the Madrid-CIEMAT station are attributed to the presence of marine aerosols, transported by south, east and south-east atmospheric circulation, whereas it is quite likely the presence of ammonium nitrate and organic matter in the events obtained at CESAR

⁶ CAELI: acronym of CESAR water vapour, AErosol and cLoud lIdar.

⁷ CESAR: acronym of Cabauw Experimental Site for Atmospheric Research.

⁸ LIRIC: acronym of Lidar Radiometer Inversion Code.

⁹ Backscatter-related Ångström exponent: Intensive optical property which informs about the backscatter coefficient dependence as a function of the wavelength considered.

¹⁰ Lidar ratio: variable defined as the relation between extinction coefficient over backscatter coefficient.

due to agricultural activities although it is suggested that marine aerosol might also form part of its composition. With regard to the forest-fire smoke event over Madrid, the LIRIC code has provided the evolution of the vertical distribution of fine and coarse mode for diurnal lidar measurements. The coarse mode become greater over the fine mode throughout the lidar measurement analyzed. High water vapour contents were observed for the nighttime lidar measurements at similar atmospheric regions where aerosol plume was detected initially in diurnal lidar measurements and they are attributed to the nature of the combustion reaction itself. It is suggested that aerosol produced in this event might have hygroscopic properties, given the fact that the backscatter-related Ångström exponent (355/532 nm) was drastically decreased up to zero values at atmospheric layers, which presented high humidity content. This fact might point out aerosols located in accumulation mode could increase their size because of their capability to uptake water under these conditions.

Resumen

La investigación descrita en esta memoria tiene su origen en el año 2010, dentro de las actividades planteadas en el marco del proyecto nacional “PHAESIAN” (Propiedades Higroscópicas de los Aerosoles y Efecto Sobre la Interacción Aerosol-Nube, CGL2010-17777), que tenía por objeto caracterizar las propiedades higroscópicas de los aerosoles y la interacción aerosol-nube, y posteriormente continuada en el proyecto nacional “PROACLIM” (PROpiedades del Aerosol atmosférico en diferentes escenarios espacio-temporales y su influencia en el CLIMA, CGL2014-52877-R) de semejantes características.

La importancia de esta investigación reside en el hecho de que una de las mayores fuentes de incertidumbre, halladas en las diferentes estimaciones del forzamiento radiativo¹¹ de los elementos que rigen el balance radiativo terrestre, y por ende el clima, corresponde al papel que ejercen los aerosoles en la formación, distribución y modificación de las características de las masas nubosas, de acuerdo a los resultados recogidos en el V informe del IPCC (Panel Intergubernamental de Cambio Climático, en inglés, Intergovernmental Panel of Climate Change) (2013). En este sentido, el conocimiento de las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles, observados en la atmósfera a diferentes niveles de humedad, es determinante para inferir dicho forzamiento radiativo y entender mejor el mecanismo de interacción de éstos con las nubes.

Esta tesis recoge la investigación efectuada en la temática anteriormente citada mediante el empleo de la técnica LIDAR (LIght Detection And Ranging, de ahora en adelante “lidar”), pues esta tecnología permite observar las propiedades ópticas de los aerosoles en la atmósfera, y el contenido de vapor de agua, con resolución en altura, de forma simultánea, y sin perturbar el medio muestreado. La técnica lidar tal y como se utilizará en esta tesis se basa en la emisión de radiación láser pulsada a la atmósfera en dirección vertical desde la superficie terrestre y en el posterior análisis de la fracción de radiación devuelta por los constituyentes atmosféricos, gases y aerosoles. Para conseguirlo, ha sido necesario cumplir una serie de objetivos previos en la estación lidar de Madrid-CIEMAT (Centro de Investigaciones Energéticas Medioambientales y Tecnológicas) en donde se ha desarrollado el grueso de este trabajo (esta estación pertenece a la

¹¹ Forzamiento radiativo: es el cambio en el flujo radiativo neto en la tropopausa ó en la cima de la atmósfera debido a cambios de un elemento externo (en inglés, “external driver”) de cambio climático, por ejemplo un cambio en la concentración de dióxido de carbono.

red EARLINET, European Aerosol Research Lidar NETwork, establecida en el año 2000, con el objeto de generar una base de datos estadísticamente significativa sobre la distribución del aerosol atmosférico a escala continental). En primer lugar, fue preciso implementar y calibrar un nuevo canal en el sistema lidar del CIEMAT, destinado a registrar la distribución vertical del contenido de vapor de agua, que junto a los otros 5 canales de detección ya existentes, utilizados para obtener las propiedades ópticas de los aerosoles, permiten caracterizar los procesos higroscópicos de los aerosoles atmosféricos. En segundo lugar, se necesitó poner a punto y aplicar los protocolos de control y garantía de calidad, establecidos por EARLINET, a la estación lidar para garantizar la representatividad de las mediciones efectuadas. Cumplidas ambas cuestiones, la investigación desarrollada en esta tesis se ha centrado en una primera fase experimental de elaboración de una base de datos lidar de perfiles verticales simultáneos de las propiedades ópticas de los aerosoles troposféricos (coeficientes de backscatter¹² y extinción¹³) y del contenido de vapor de agua de la atmósfera. Posteriormente y a partir de esta base de datos conjunta, ha sido posible observar eventos de crecimiento higroscópico de los aerosoles en capas bien mezcladas de la baja atmósfera. Asimismo, esta memoria recoge también un estudio similar sobre crecimiento higroscópico de aerosoles realizado a partir del análisis de la base de datos del lidar CAELI (CESAR water vapour, AErosol and cLoud lidar), instalado en la estación de CESAR (Cabauw Experimental Site for Atmospheric Research) y que también pertenece a la red EARLINET. Este estudio se realizó durante una estancia predoctoral realizada en dicha estación.

La dificultad del reto planteado en este estudio se pone de relieve al constatar que entre ambas estaciones lidar sólo se han podido identificar 5 eventos de crecimiento higroscópico, 3 eventos registrados en Madrid y 2 en Cabauw. Por último, se ha considerado interesante incluir también el análisis del comportamiento higroscópico de un penacho de aerosoles procedente de un evento de incendio forestal, registrado en la troposfera libre, que pudo observarse durante la fase experimental de esta tesis. La estimación de las propiedades microfísicas de los aerosoles detectados en estos casos se ha efectuado mediante los siguientes algoritmos: la inversión con regularización y el código LIRIC (Lidar Radiometer Inversion Code), que utilizan como datos de entrada las mediciones lidar previamente obtenidas y adicionalmente en el caso del código LIRIC las observaciones de fotometría solar.

¹² Coeficiente de backscatter: magnitud física que cuantifica la cantidad de radiación que es dispersada en la misma dirección pero en sentido contrario que la radiación incidente producida en la interacción de la radiación electromagnética con la materia.

¹³ Coeficiente de extinción: magnitud física que cuantifica la atenuación de la radiación electromagnética experimentada al interaccionar con la materia, presentando dicha atenuación la suma de las contribuciones de dos procesos: dispersión y absorción.

Como anticipo de los resultados obtenidos, ha de mencionarse que ha sido posible obtener las funciones que describen el factor de realce (en inglés, *enhancement*) en los 5 eventos de crecimiento higroscópico de aerosoles. Además, se han observado una serie de patrones para ciertos rangos de humedad relativa en dichas funciones que probablemente estén asociados al fenómeno de deliquesencia. Cuando ha sido posible, el estudio de propiedades ópticas intensivas, como es la variable β -exponente de Ångström¹⁴, ha indicado un comportamiento anti-correlacionado a la evolución de la humedad relativa, lo que parcialmente puede indicar que a medida que la humedad relativa aumenta, el tamaño del aerosol también se ve incrementado muy posiblemente por higroscopía. El análisis más exhaustivo de los eventos higroscópicos registrados en la estación de CESAR ha mostrado que la lidar ratio (variable definida por la relación entre el coeficiente de extinción y de backscatter) (355 nm) se ve incrementada por un aumento de la humedad relativa como consecuencia de un posible predominio de los procesos de extinción sobre los de retro-dispersión. Las variaciones detectadas en ciertas propiedades microfísicas, en particular, el incremento en el radio efectivo y la disminución en la parte real del índice de refracción de forma simultánea en rangos de humedad relativa elevada, han indicado que los eventos de crecimiento higroscópico de aerosoles tienen lugar y permiten caracterizarlo. Los eventos registrados en la estación de Madrid-CIEMAT se han atribuido a la presencia de aerosol marino transportado por la circulación atmosférica de componente sur, este y sureste, mientras que los casos observados en la estación de CESAR muy probablemente se trate de aerosol con alto contenido en nitrato amónico y materia orgánica debido a las actividades de carácter agrícola del entorno, aunque tampoco se descarta la presencia de aerosol de origen marino. Respecto al estudio del penacho de aerosoles generado en un incendio forestal, el código LIRIC ha permitido describir la evolución de la distribución vertical del modo fino y grueso de dicho penacho durante las mediciones lidar diurnas, observándose un incremento del segundo modo sobre el primero en el espacio temporal analizado. En las medidas lidar de carácter nocturno, se registraron elevados contenidos de vapor de agua en la misma región atmosférica en que fue detectado el penacho de aerosoles, atribuyéndose dicha observación a los subproductos de la propia reacción de combustión. Se sugiere además que estos aerosoles tengan propiedades higroscópicas debido a que el β -exponente de Ångström (355/532 nm) se vio drásticamente reducido adquiriendo valores próximos a 0 en capas atmosféricas con alto contenido de humedad, lo que posiblemente puede indicar que los aerosoles en el modo de acumulación incrementaron su tamaño por captación de agua bajo estas condiciones.

¹⁴ β -exponente de Ångström: propiedad óptica intensiva del aerosol que recoge la dependencia del coeficiente de backscatter en función de la longitud de onda considerada.

1. Introducción y motivación

Los aerosoles atmosféricos son aquellas partículas materiales sólidas o líquidas suspendidas en el aire, a excepción del agua, que presentan un tamaño comprendido entre los $0,002\ \mu\text{m}$ y los $100\ \mu\text{m}$ de diámetro (Finlayson-Pitts and Pitts, 1986). Su presencia en la atmósfera ha suscitado un gran interés científico en las últimas décadas debido a las implicaciones ambientales y climáticas que derivan de ello. El Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC) a través de los resultados del Grupo de Trabajo I, recogidos en su V Informe (IPCC, 2013), sostiene que a lo largo del siglo XX el balance radiativo de la Tierra ha sido alterado de forma inequívoca como consecuencia de las emisiones antrópicas masivas de gases de efecto invernadero y de partículas, observándose un incremento de la temperatura media global de $0.85\ (0.65\text{ a }1.06)\ \text{K}$ para el periodo comprendido entre 1880-2012.

Ahora bien, el V informe del IPCC afirma que el forzamiento radiativo del efecto total del aerosol está cuantificado en $-0.9\ (-1.9\text{ a }-0.1)\ \text{W m}^{-2}$, lo que ocasiona una disminución de la temperatura terrestre. Sin embargo, la cuantificación del forzamiento radiativo del aerosol atmosférico realizada en dicho informe revela que el efecto total de enfriamiento atribuido al aerosol atmosférico es más débil o menor que el estimado previamente en el IV Informe IPCC.

El forzamiento radiativo generado por el aerosol atmosférico se debe a la contribución de los efectos denominados directos e indirectos de los aerosoles, ya descritos en el IV Informe IPCC. El efecto directo se produce por la capacidad que tiene el aerosol de absorber y dispersar la radiación solar incidente, que en la mayor parte de los casos impide a su vez el calentamiento de los estratos atmosféricos situados inmediatamente debajo de éste, y por tanto, de la superficie terrestre. De acuerdo a las estimaciones del V Informe IPCC, las contribuciones antropogénicas de material particulado atmosférico de sulfatos, OC¹⁵, BC¹⁶, nitratos y polvo mineral producen todos ellos un efecto de enfriamiento global cuantificado en un valor de $-0.27\ (-0.77\text{ a }0.23)\ \text{W m}^{-2}$ (figura 1.1). Se considera que el nivel de confianza de los mecanismos que rigen dichos procesos es alto, algo que ha mejorado desde el IV Informe. Como se muestra con el código de colores, el material particulado de BC es el único que induce un forzamiento

¹⁵ OC: acrónimo inglés de Organic Carbon ó Carbono Orgánico.

¹⁶ BC: acrónimo inglés de Black Carbon ó Carbono Negro.

radiativo positivo debido a su capacidad para absorber la radiación solar, contribuyendo al calentamiento terrestre, y el resto de los constituyentes del aerosol actúan fundamentalmente dispersando la radiación solar lo que provoca un forzamiento radiativo negativo y por tanto una disminución de la temperatura terrestre.

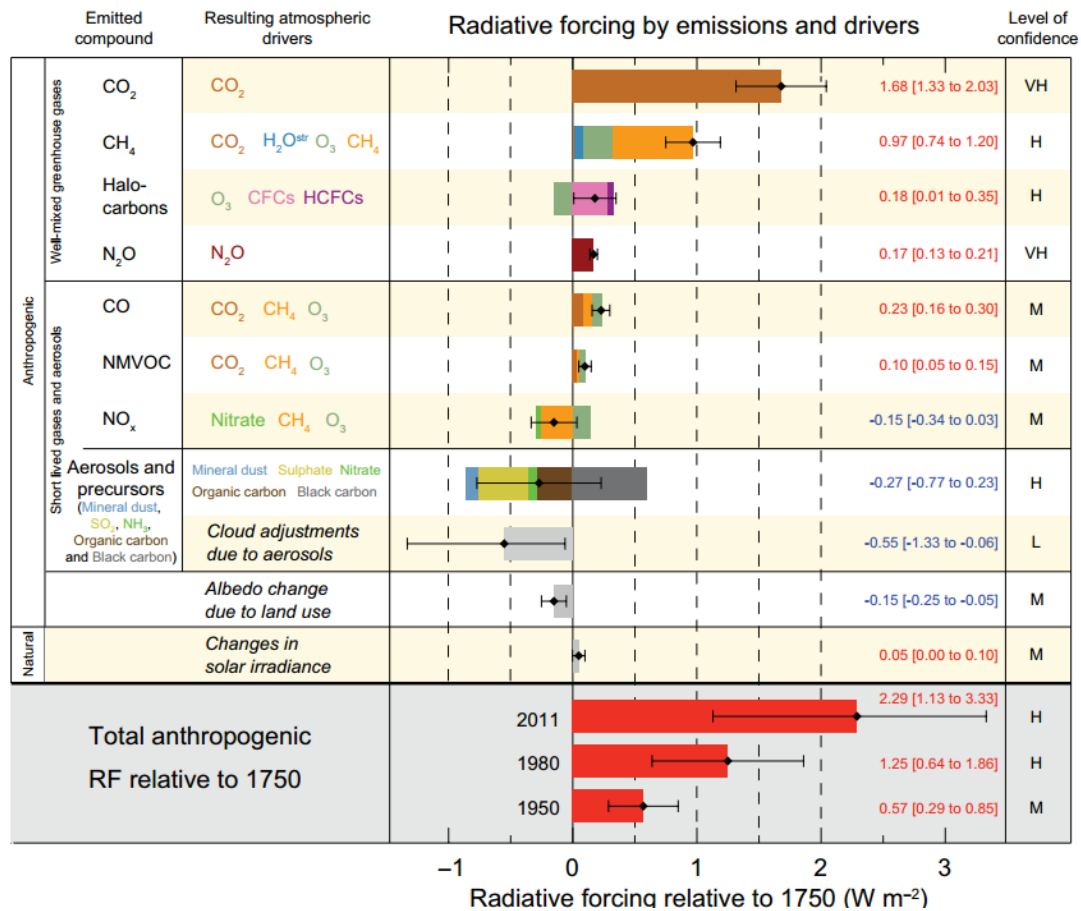


Figura 1.1. Representación de las estimaciones de forzamiento radiativo y de su incertidumbre en 2011 respecto al comienzo de la era industrial (1750). La mejor de las estimaciones están representadas con puntos de color negro al igual que su incertidumbre mediante barras de error. El valor numérico estimado de cada uno de los forzamientos representados se muestra a la derecha del gráfico, así como su nivel de confianza (VH-muy alto, H-alto, M-medio y L-bajo) (IPCC, 2013).

El efecto indirecto consiste en la capacidad del aerosol para actuar como núcleo de condensación y glaciógeno y consecuentemente inducir cambios en la formación, distribución y dinámica de las masas nubosas. Un aumento de la concentración de aerosoles antropogénicos en la atmósfera en el rango submicrométrico produce cambios en la estructura de las nubes porque disminuye el tamaño de las gotitas que se forman dentro de éstas. Este fenómeno es conocido como efecto Albrecht (Albrecht, 1989). Como consecuencia, la eficiencia de precipitación se ve reducida y el tiempo de vida de las nubes es aumentado por el mencionado efecto, especialmente en las nubes bajas porque la mayor concentración de aerosoles antropogénicos reside en los estratos atmosféricos situados próximos a la superficie terrestre

(Solomon et al., 2007). Asimismo, el incremento de la concentración de gotitas de reducido tamaño incrementa el albedo de las nubes, que a su vez disminuye la radiación solar que alcanza la superficie terrestre. Este efecto es denominado como efecto Twomey (Twomey, 1977).

Además, cuando los aerosoles absorben la radiación de onda corta procedente del Sol, la temperatura de sus alrededores se ve incrementada lo que imposibilita la condensación de vapor de agua y especialmente el desarrollo de nubes bajas. Este fenómeno es conocido como el efecto semi-directo del aerosol y puede dar lugar a inversiones térmicas dentro de la capa límite planetaria. El calentamiento de tales estratos atmosféricos superiores modifica el tiempo de vida de los aerosoles y la humedad en dichas regiones de la atmósfera (Ackerman et al., 2000).

El papel que las nubes tienen sobre el balance radiativo global depende de su capacidad para reflejar hacia el espacio exterior parte de la radiación de onda corta procedente del Sol y para absorber la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre y la atmósfera. En este sentido, el estrato atmosférico en el que se forman las nubes juega un papel importante, observándose que las nubes altas absorben mayor cantidad de radiación infrarroja que las nubes bajas. Sin embargo, las nubes bajas dispersan una mayor cantidad de radiación de onda corta comparada con las nubes altas (IPCC, 2007).

En términos generales, el forzamiento radiativo indirecto del aerosol, que el V informe IPCC pasa a denominar "modificaciones de nube debido al aerosol" (*Cloud adjustments due to aerosols*), está cuantificado con un valor de -0.55 (-1.33 a -0.06) W m^{-2} y debido a la complejidad descrita en los párrafos anteriores exhibe un nivel de confianza bajo. Conviene destacar que el resto de los agentes, en inglés "atmospheric drivers", considerados en la estimación del forzamiento radiativo presentan un nivel de confianza medio, alto ó muy alto, siendo las modificaciones de nube debidas al aerosol el único agente que muestra un nivel de confianza bajo en el forzamiento radiativo calculado.

La investigación que se describe en esta memoria tiene por objeto contribuir a la caracterización experimental de algunos de los mecanismos que rigen el efecto indirecto para mejorar el conocimiento del mismo. No obstante, la tarea investigadora propuesta es complicada porque se requiere la presencia simultánea de aerosoles y de humedad suficiente, condición que suele producirse típicamente en capas troposféricas elevadas e incluso por encima de la tropopausa. Además, la distribución espacial y temporal de aerosoles en la atmósfera es muy heterogénea y presenta variaciones significativas a escala global que dificultan la valoración del efecto indirecto.

Para llevar a cabo la estimación del forzamiento radiativo asociado al efecto indirecto se requiere de forma previa analizar simultáneamente las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol atmosférico junto a las condiciones de humedad del entorno en que el aerosol atmosférico es explorado. Diversos estudios (Hänel, 1976) demostraron en el pasado que las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol atmosférico son modificadas significativamente por la existencia de una elevada humedad en el entorno. Bajo estas condiciones, el aerosol capta el agua del ambiente dando lugar al fenómeno denominado crecimiento higroscópico que ocasiona un aumento del tamaño de la partícula, la modificación de las distribuciones por tamaños del aerosol, y otros cambios de sus propiedades ópticas y microfísicas, por ej. disminuyendo su índice de refracción.

Algunas líneas de investigación han optado por estudiar el crecimiento higroscópico del aerosol atmosférico en laboratorio mediante el uso de HTDMA's¹⁷ (Alonso-Blanco et al., 2015) y de nefelómetros húmedos (Zieger et al., 2013). Estas técnicas presentan la ventaja de poder evaluar el aerosol y sus características higroscópicas en condiciones controladas, lo que facilita su estudio al no depender de que dicho proceso suceda en la atmósfera. Por el contrario, la investigación realizada en laboratorio muestra dificultades a la hora de efectuar mediciones en condiciones próximas a la saturación (Wulfmeyer and Feingold, 2000), además de tener la necesidad de modificar la muestra para realizar la observación.

Otras líneas de trabajo han empleado instrumentación aerotransportada o globo-sonda (Grams et al., 1972; Molero et al., 2014) para proporcionar una caracterización microfísica directa del aerosol en diferentes condiciones de humedad. Sin embargo, estos procedimientos son costosos y los periodos de medida son también limitados lo que no facilita una caracterización continua de los mecanismos de interacción aerosol-agua.

Finalmente, existen otras líneas de investigación basadas en técnicas de detección remota pasiva y activa que permiten observar la interacción aerosol-agua en la atmósfera, y por tanto, en condiciones no simuladas. En particular, en esta tesis, la labor investigadora se ha llevado a cabo mediante la técnica activa lidar.

La técnica lidar está basada en el uso de radiación láser como elemento de exploración atmosférica y permite determinar la distribución espacial y temporal del aerosol atmosférico y de sus propiedades ópticas, de la razón de mezcla de vapor de agua, de la temperatura, etc., en la región atmosférica objeto de estudio (Klett, 1981; Ansmann et al., 1992; Whiteman et al., 1992; Mattis et al., 2002), en función de la configuración implementada en el instrumento lidar. Esta

¹⁷ HTDMA: acrónimo inglés de Hygroscopic Tandem Differential Mobility Analyzer.

técnica es de carácter no intrusivo y evita la modificación de la muestra durante el proceso de medida, característica muy importante, especialmente cuando se pretende estudiar fenómenos como el crecimiento higroscópico del aerosol atmosférico. Además, la resolución temporal y espacial (por ejemplo en la dimensión vertical) que facilita la tecnología lidar es muy alta, ofreciendo en sus resultados un nivel de detalle claramente superior al de otras técnicas de observación. Por ello, dicha técnica ha probado ser una herramienta perfectamente válida en el estudio del crecimiento higroscópico del aerosol independiente de la región atmosférica en que suceda y sin mostrar restricción alguna respecto de las condiciones de humedad existentes en la atmósfera (Veselovskii et al., 2009). Sin embargo, la representatividad espacial (horizontal) de la información obtenida con un sistema lidar ubicado en una estación en tierra en ocasiones puede no ser excesivamente amplia. Para paliar ese problema se han ido poniendo en marcha una serie de redes de estaciones lidar de seguimiento del aerosol atmosférico con el objeto de proporcionar una caracterización a una escala continental y planetaria que permita mejorar su conocimiento general en términos de distribución geográfica. En Europa, se fundó en el año 2000 la red EARLINET (Bösenberg et al., 2001; Pappalardo et al., 2014), red a la que pertenece la estación lidar de Madrid-CIEMAT desde 2006. Asimismo, existen otras redes de observación lidar establecidas con premisas parecidas pero diferente cobertura y metodología aplicada, siendo especialmente destacable la red MPLNET¹⁸, gestionada por la NASA¹⁹ de los Estados Unidos y con implantación en todo el mundo, ó LALINET²⁰, restringida a América Latina y con una definición más parecida a EARLINET.

La técnica lidar comenzó a utilizarse en la década de los 60 y con ella la utilización de este tipo de instrumentos para la obtención de propiedades ópticas de los aerosoles con resolución en altura (Klett, 1981). Ansmann et al. (1992) establecieron el método de inversión para inferir las propiedades ópticas de los mismos de manera independiente, eliminando la necesidad de asumir ciertas relaciones entre éstas y proporcionando estimaciones más exactas de las propiedades ópticas de los aerosoles. Asimismo, Whiteman et al. (1992) implementaron el algoritmo para inferir la razón de mezcla a partir de la señal lidar obtenida por el canal de detección de vapor de agua, variable necesaria para llevar a cabo estudios sobre la naturaleza higroscópica de los aerosoles.

Posteriormente, se establecieron los algoritmos que permiten inferir las propiedades microfísicas del aerosol atmosférico gracias a la información espectral contenida en las propiedades ópticas (coeficientes de backscatter y extinción) medidas en distintas longitudes de onda de un lidar multifrecuencia. Así, la inversión con regularización puede ser implementada

¹⁸ MPLNET: acrónimo inglés de MicroPulse Lidar NETwork.

¹⁹ NASA: acrónimo inglés de National Aeronautics and Space Administration.

²⁰ LALINET: acrónimo inglés de Latin American Lidar NETwork.

a partir de un conjunto de 3 coeficientes de backscatter y 2 coeficientes de extinción (Müller et al., 1999 a),b); Veselovskii et al., 2002; Ansmann and Muller, 2005a)) ó el análisis de componentes principales también puede ser empleado (Veselovskii et al., 2012; De Graaf et al., 2013). Sin embargo, otras líneas de investigación han optado por la combinación simultánea de las técnicas activas (lidar) y pasivas (fotometría solar) de teledetección de aerosoles para inferir sus propiedades microfísicas. La inversión de las propiedades microfísicas del aerosol mediante el uso del fotómetro solar está ampliamente validada y aceptada (Dubovik and King, 2000; Dubovik et al., 2006). No obstante, tales propiedades se obtienen como parámetros integrados de la columna atmosférica estudiada puesto que el fotómetro solar no puede proporcionar distribuciones verticales de las propiedades microfísicas del aerosol. La sinergia entre ambas técnicas de teledetección permite el cálculo de las propiedades microfísicas del aerosol atmosférico con resolución en altura (Chaikovsky et al., 2008, 2012, 2016; Wagner et al., 2013).

Actualmente la identificación experimental inequívoca de la ocurrencia de procesos de interacción entre aerosoles y agua en la atmósfera real es difícil y por tanto su caracterización es muy compleja. Uno de los rasgos fundamentales para poder identificar estos procesos es conseguir detectar la existencia de un cierto comportamiento higroscópico de los aerosoles mediante la parametrización de la variación de sus propiedades ópticas en diferentes niveles de humedad (factor de realce o de intensificación, en inglés enhancement factor). Aunque no existe una metodología estándar, si existen precedentes recientes de investigaciones llevadas a cabo por otros autores que han hecho interesantes aportaciones en esta área temática (Granados-Muñoz et al., 2015). La labor de investigación aquí presentada pretende también desarrollar y aplicar una metodología basada en la utilización de las técnicas citadas para inferir las propiedades microfísicas del aerosol y junto a los perfiles verticales del contenido de vapor de agua observados a través de la técnica lidar, identificar y estudiar experimentalmente procesos de crecimiento higroscópico en las capas atmosféricas en donde tienen lugar, para a través de su análisis poder aportar nuevos datos que ayuden a mejorar el conocimiento sobre estos procesos.

2. Objetivos

El objetivo general de esta tesis realizada en el marco de los proyectos nacionales “PHAESIAN” (Propiedades Higroscópicas de los Aerosoles y Efecto Sobre la Interacción Aerosol-Nube, CGL2010-17777) y “PROACLIM” (PROpiedades del Aerosol atmosférico en diferentes escenarios espacio-temporales y su influencia en el CLIMA, CGL2014-52877-R) ha sido la investigación de la interacción del aerosol con el vapor de agua en la atmósfera mediante la utilización de sistemas lidar Raman multifrecuencia.

De forma más específica, los objetivos planteados para ser abordados a lo largo de esta investigación han sido los siguientes:

1.- Implementar un nuevo canal de detección de vapor de agua en el instrumento lidar Raman del CIEMAT. Desarrollar el protocolo de calibración de dicho canal y el procedimiento de medida para determinar el contenido de vapor de agua con resolución en altura. Además, efectuar las modificaciones técnicas necesarias en el sistema y, aplicar los protocolos de control y garantía de calidad requeridos por EARLINET al resto de las líneas de detección con el objeto de garantizar la representatividad de las medidas lidar. La reconfiguración de este instrumento lidar Raman permitirá obtener la distribución vertical del contenido de vapor de agua en la atmósfera, además de registrar el perfil vertical de los parámetros ópticos de los aerosoles existentes.

2.- Caracterizar sistemáticamente y de manera simultánea la distribución vertical del contenido de vapor de agua atmosférico y de aerosoles, desde la estación lidar Madrid-CIEMAT, para generar una base de datos suficiente que permita analizar la influencia del PWV²¹ sobre el AOD²² en diferentes capas atmosféricas. La región atmosférica de máximo interés para este propósito será la comprendida entre la superficie terrestre y la cima de la capa residual

²¹ PWV: acrónimo inglés de Precipitable Water Vapor, en español, vapor de agua precipitable. Indica la cantidad de agua que se obtendría si todo el vapor de agua contenido en una columna específica de la atmósfera, de sección transversal unitaria, se condensase y precipitase.

²² AOD: acrónimo inglés de Aerosol Optical Depth, en español, espesor óptico de aerosoles. Magnitud adimensional definida por la integral del coeficiente de extinción debido a aerosoles en una columna específica de la atmósfera de sección transversal unitaria.

nocturna²³ (CRN), porque la medida lidar del vapor de agua sólo se podrá implementar durante las horas nocturnas.

3.- Identificar y describir eventos de crecimiento higroscópico del aerosol ocurridos en estratos de la baja troposfera, del centro de la Península Ibérica, a partir del análisis de la base de datos lidar, obtenidos por la estación de Madrid-CIEMAT. Se estudiarán también este tipo de fenómenos en otras latitudes a partir del análisis de datos lidar de alguna otra estación de EARLINET, como la estación de CESAR (Países Bajos), en la que se ha efectuado una estancia predoctoral. La consecución de este objetivo es compleja dada la dificultad para observar de forma directa este tipo de procesos en los que se tienen que dar simultáneamente aerosoles hidrófilos y un nivel de humedad atmosférica suficiente, por lo que se incluirá en el estudio cualquier situación de potencial crecimiento higroscópico de aerosoles registrada. En estos eventos se estudiarán las propiedades microfísicas de los aerosoles observados mediante herramientas matemáticas como la inversión con regularización ó el código LIRIC.

²³Capa residual nocturna: Región atmosférica generada durante la noche a partir de la capa de mezcla del periodo diurno. Durante la noche, ausente de radiación solar, se inicia el enfriamiento de la superficie terrestre y ocasiona un desacoplamiento de la capa de mezcla en una capa estable y en otra capa residual.

3. Fundamentos teóricos

En este epígrafe se exponen los fundamentos teóricos que describen la naturaleza y las propiedades de los aerosoles, la interacción de la radiación electromagnética con éstos y las características del vapor de agua, que a su vez permiten entender la interacción de los aerosoles con el vapor de agua y comprender el llamado efecto “modificación de las nubes debido a los aerosoles” (descrito anteriormente en el V informe IPCC), área temática en el que se desarrolla la labor efectuada en esta tesis. También se incluyen los elementos teóricos de la técnica de teledetección activa lidar que ha permitido llevar a cabo los estudios posteriormente detallados y de las regiones de la baja atmósfera donde principalmente el estudio se ha realizado. De ahí, la necesidad de explicar los conceptos que a continuación se señalan.

3.1.- Caracterización física y química del aerosol atmosférico

3.1.1.- Caracterización física

Desde un punto de vista físico, los aerosoles pueden y deben ser caracterizados según su forma, tamaño, número, índice de refracción, tiempo de vida, propiedades ópticas, etc. Entre todas estas características, el tamaño es una de las más importantes porque determina otras propiedades como son el volumen, la masa, que a su vez condicionan el comportamiento y el tiempo de vida de las partículas en la atmósfera. No obstante, pese a que la mayoría de los aerosoles distan de presentar forma esférica, la variable utilizada para cuantificar su tamaño es el diámetro equivalente o efectivo, que es el diámetro de una esfera que presentaría el mismo valor de una propiedad específica que el que tendría la partícula de forma irregular considerada (Baron and Willeke, 1933). Así, se definen distintos tipos de diámetros equivalentes:

Diámetro (equivalente) óptico: Se define como el diámetro de una esfera que produciría en un instrumento específico una dispersión²⁴ igual a la producida por la partícula que es medida.

Diámetro (equivalente) aerodinámico: Está definido como el diámetro de una esfera de densidad 1g/cm^3 con la misma velocidad de depósito gravitacional que la partícula medida.

²⁴ Dispersión: proceso por el que la energía de una onda electromagnética incidente sobre un centro dispersor es redistribuida en distintas direcciones del espacio.

Diámetro (equivalente) del área proyectada: Diámetro del círculo que presenta el misma área que la partícula medida. También suele ser denominado en el ámbito de la microscopía electrónica como diámetro geométrico.

La amplia gama de distribución de tamaños existentes en la atmósfera provocó en la reciente historia del aerosol el uso de modelos trimodales de distribución de tamaños para su estudio. Este modelo ha estado formado por la combinación de tres distribuciones log-normal (Whitby, 1973) denominadas modo de nucleación, modo de acumulación y modo grueso. No obstante, el modo de nucleación y el modo de acumulación han sido comúnmente denotados de forma conjunta como modo fino.

A pesar del esfuerzo llevado a cabo para lograr una clasificación del aerosol dentro de la distribución trimodal mencionada, la práctica revela que tales modos no son siempre evidentes ni reproducibles y que la fuente de la que proviene el aerosol puede jugar un papel importantísimo, pudiendo producirse desplazamientos en las localizaciones de los modos de distribución.

Posteriormente, se ha sugerido el uso de cuatro distribuciones de tamaño (McMurry et al., 2000) en vez de los tres iniciales, los cuales se describen a continuación:

Modo de nucleación: Partículas formadas durante procesos de nucleación que presentan un diámetro máximo inferior a 10 nanómetros. El diámetro mínimo que permite establecer la distinción respecto de las moléculas no está bien definido todavía. Su tiempo de residencia en la atmósfera es de horas, pues suelen crecer rápidamente por procesos de coagulación dando lugar a partículas de mayor tamaño.

Modo Aitken: Material particulado que presenta un diámetro que va desde 0.01 a 0.1 micras. Dichas partículas se producen por procesos de coagulación a partir de aquellas que conforman el modo de nucleación cuando se encuentran en grandes concentraciones ó por emisión directa en procesos de combustión.

Modo Acumulación: Partículas que presentan un diámetro dentro del rango 0.1-2.5 micras. Representan tan sólo el 5% del número total de partículas, sin embargo pueden llegar a representar el 50% de la masa total. Los procesos que dan lugar a este modo de distribución son: procesos de coagulación de partículas de los anteriores modos, de condensación, y reacciones químicas que provocan el paso de gas a partícula y en menor medida el fraccionamiento de partículas de polvo. Las partículas de este modo no suelen alcanzar tamaños característicos del

modo grueso debido a que su ritmo de crecimiento disminuye a medida que aumentan de tamaño y terminan siendo eliminadas en uno o dos días. Dicha eliminación suele ser generada por procesos de depósito húmedo denominados como rainout-washout ó por depósito seco. En el depósito húmedo las partículas que actúan como núcleos de condensación o glaciógenos se depositan durante la precipitación (rainout), asimismo también pueden ser arrastradas durante la precipitación partículas suspendidas en la atmósfera, fenómeno conocido como washout. El depósito seco generalmente es ocasionado por el transporte advectivo de partículas.

Modo grueso: El diámetro de las partículas es superior a 2.5 micras y son generadas típicamente por procesos mecánicos.

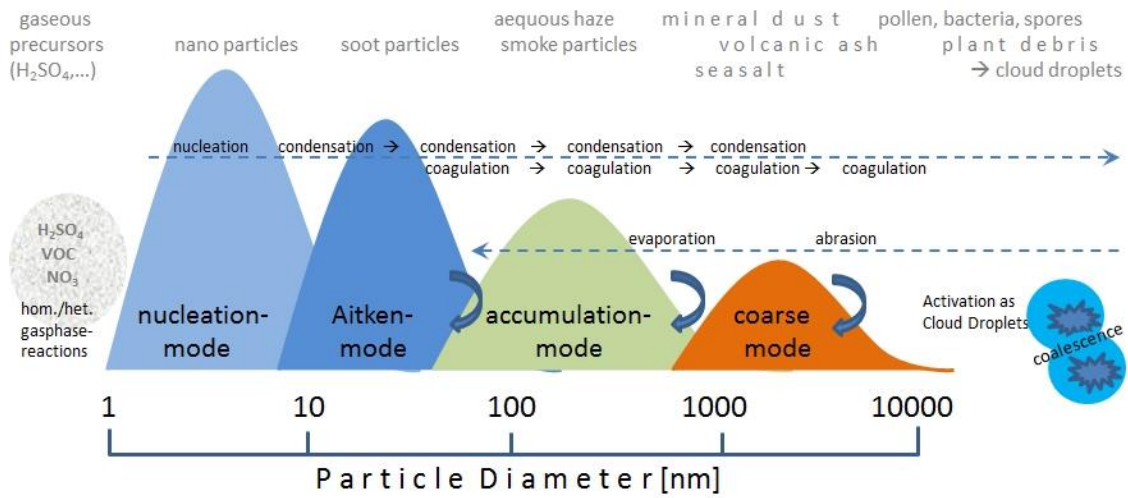


Figura 3.1. Representación esquemática de la distribución de tamaños del aerosol atmosférico.

Para efectuar un adecuado estudio del tamaño de los aerosoles es necesario hacer uso de funciones de distribución $N(r)$, que representan el número de partículas por unidad de volumen $n(r)dr$, cuyos radios están comprendidos entre r y $r+dr$.

$$dN(r)/dr = n(r) \rightarrow N(r) = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} n(r)dr \quad (3.1)$$

También puede ser utilizada la función de distribución acumulativa, definida por:

$$N(r) = \int_r^{\infty} n(r)dr \quad (3.2)$$

en la que únicamente se han cambiado los límites de integración con el objeto de expresar el número de partículas por unidad de volumen cuyos radios son superiores a r . Dado el amplio intervalo de variación que presentan n y r , a menudo se utilizan funciones de distribución de tipo logarítmico para facilitar su estudio y descripción:

$$dN / d \ln r = n(r) \quad (3.3)$$

Asimismo también es posible definir las distribuciones de superficie $s(r)$ y volumen $v(r)$ a partir de sus distribuciones de tamaño:

$$s(r) = dS / d \ln r = 4\pi r^2 dN / d \ln r \quad (3.4)$$

$$v(r) = dV / d \ln r = 4\pi r^3 dN / 3 d \ln r \quad (3.5)$$

El estudio sistemático de las distribuciones de tamaño medidas en la atmósfera ha permitido su modelización y, por tanto, llevar a cabo aproximaciones matemáticas con pocos parámetros ajustables para representar dichas distribuciones observadas. La bibliografía recoge distintas expresiones que describen la distribución de tamaños. Entre las más destacadas, figura la distribución de Junge (1952) y la distribución Gamma (Hansen, 1971; Hansen & Travis, 1974). Aunque, la distribución más utilizada es la distribución Log-normal (Hegg et al., 1993), que permite describir las distribuciones de tamaño experimentales en función de sus componentes. La distribución Log-normal queda definida de la siguiente forma:

$$\frac{dn(r)}{dr} = \frac{N(j)}{r \log \sigma_j \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\log r - \log r_j)^2}{2(\log \sigma_j)^2} \right] \quad (3.6)$$

Donde el subíndice j hace referencia al tipo de aerosol estudiado, σ_j es la desviación estándar respecto del radio r_j , siendo r_j el radio geométrico medio de las partículas o radio modal (parámetro que proporciona el máximo de la curva de distribución) y N_j es el número de partículas.

3.1.2.- Caracterización química

Atendiendo a su composición química los aerosoles se clasifican según dicha naturaleza en:

Aerosol marino: Se genera principalmente debido a la acción mecánica del viento ejercida sobre la superficie de mares y océanos, que a su vez puede ocasionar la pulverización de parte de ésta y/o la liberación de burbujas de aire que pueden explotar e introducir pequeñas gotitas de agua en la atmósfera junto con aerosoles de carácter marino (Spurny, 2000). El aerosol marino está formado mayoritariamente por NaCl aunque otras formas de cloruros y sulfatos también suelen estar presentes (Na_2SO_4 , MgSO_4 y MgCl). Según el V Informe del IPCC (Boucher et al., 2013) la contribución marina de aerosoles a la atmósfera es la mayor fuente de aerosoles a la atmósfera.

Aerosol mineral: La procedencia de este tipo de aerosol está asociada a zonas desérticas y/o continentales. Los procesos erosivos que ejerce el viento sobre las mencionadas regiones ocasiona la degradación de la superficie material sobre la que ejerce su influencia y además incorpora a la atmósfera el material particulado que ha sido desprendido y resuspendido (Prospero, 1999). Por tanto, la composición del aerosol presenta una relación altamente dependiente con la región en la que se ha generado. No obstante, los componentes mayoritarios suelen ser los carbonatos cálcicos y magnésicos, además de distintos tipos de óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 ...).

La aportación mineral supone la fracción mayoritaria en masa al cómputo global de emisiones de partículas y está cuantificado con un valor de 44% sobre el total (Duce, 1995). Las fuentes mayoritarias de aerosol mineral están localizadas en el desierto del Sahara y en el desierto del Gobi, el primero de ellos afecta primordialmente a Europa y a América en menor medida y el segundo a Asia oriental y América del Norte. Además de las fuentes naturales anteriormente mencionadas, las fuentes antropogénicas (agricultura, construcción, minería, etc.) contribuyen en torno a un 30-50 % del total de aerosol mineral emitido a la atmósfera (Tegen and Fung, 1995).

Sulfatos: En esta categoría debe distinguirse el de origen natural y el de naturaleza antropógena. Las erupciones volcánicas emiten a la atmósfera cenizas y gases reactivos (H_2S , SO_2 , etc.) que dan lugar a la formación de aerosoles secundarios en la atmósfera (sulfatos). Estos aerosoles pueden llegar a alcanzar la estratosfera con un tiempo de residencia medio en el aire del material particulado generado muy alto (Mather et al., 2004). Por otra parte, la contribución antropógena de sulfatos secundarios es mucho mayor que la mencionada anteriormente y se debe fundamentalmente a la combustión de combustibles fósiles. La contribución de sulfatos secundarios por la combustión de tales combustibles llega a representar más del 70% del total hallado de sulfatos presentes en la atmósfera (Penner et al., 2001). Además de las implicaciones radiativas, la formación secundaria de este tipo de aerosol tiene implicaciones climáticas dada su elevada capacidad para actuar como núcleo de condensación y producir lluvia ácida.

Nitratos: La mayoría de los aerosoles nitratos son de origen secundario y se forman a partir de emisiones antropogénicas de fertilizantes (N_2O), y de la oxidación de NO_2 producido en distintos tipos de combustiones o de procesos naturales como son las descargas eléctricas que producen las tormentas (Seinfeld and Pandis, 1998). Por distintos mecanismos el NO_2 se oxida a HNO_3 que se neutraliza produciendo aerosoles nitrato, fundamentalmente NH_4NO_3 .

Sustancias carbonáceas: El origen de este tipo aerosol está ligado a la combustión de combustibles fósiles (transporte o procesos industriales), siendo también importante el aerosol emitido durante los incendios de biomasa forestal (Seinfeld and Pandis, 1998). Algunos de estos aerosoles tienen una gran importancia de estudio desde el punto de vista climático debido a su gran capacidad de absorción de radiación solar, como es el caso del CE^{25} (Sloane et al., 1991).

Aerosol biológico: Son aerosoles procedentes de procesos de destrucción de restos de animales o vegetales o virus, bacterias ó diferentes microorganismos suspendidos en la atmósfera. El nivel de conocimiento de factores como el tamaño, forma y/o estructura de este tipo de aerosol es relativamente bajo debido a su compleja caracterización (Morris et al., 2011).

3.2.- El vapor de agua

3.2.1.- El vapor de agua en la atmósfera. Variabilidad y tendencias

El contenido total de vapor de agua en la atmósfera es de alrededor 13×10^{15} kg y su proporción en volumen oscila entre el 0% y el 4% dependiendo de la región o latitud en la que se evalúe tal variable. Se estima que el agua precipitable medio en la atmósfera tiene un valor de 25 mm, no obstante, la distribución vertical y horizontal del vapor de agua no es uniforme. A nivel latitudinal, el ecuador presenta un contenido de vapor de agua atmosférico en superficie diez veces superior al existente en los polos (Figura 3.2). La distribución global de temperaturas es la principal responsable de la distribución latitudinal del vapor de agua debido a que la capacidad para contener mayor o menor contenido de vapor por la atmósfera es función directa de la temperatura; prueba de ello es la región del pacífico oeste ecuatorial que presenta el mayor contenido de vapor de agua atmosférico de todo el planeta (Randel et al., 1996).

²⁵ CE: acrónimo de Carbono Elemental.

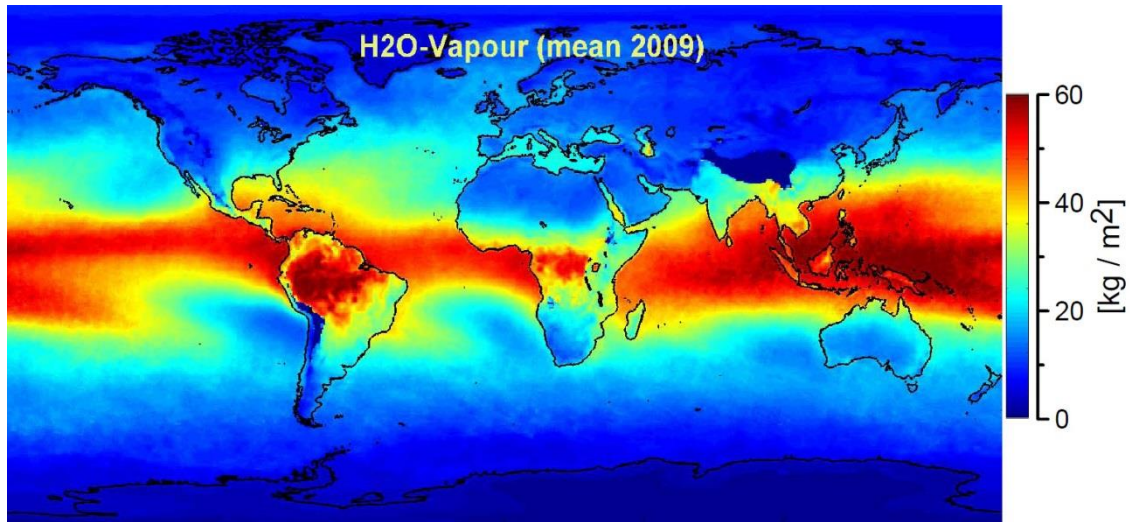


Figura 3.2. Distribución global de la columna de vapor de agua media del año 2009 a partir de las observaciones efectuadas por el satélite GOME-2.

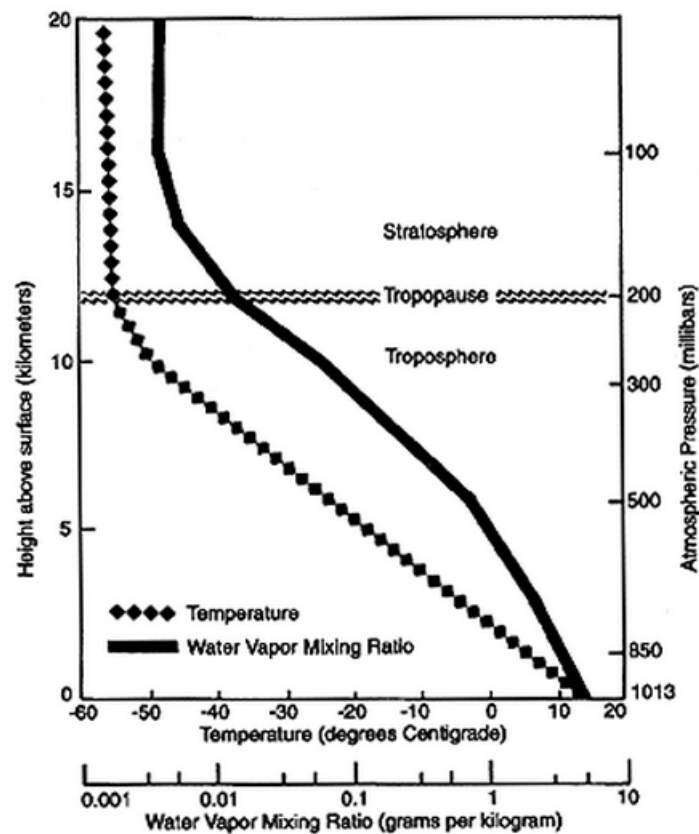


Figura 3.3. Distribución vertical de la temperatura y el contenido de vapor de agua medio (razón de mezcla, figura tomada de Air Resources Laboratory, Silver Spring, Maryland).

La distribución del vapor de agua en la dimensión vertical es mucho más heterogénea que en la dimensión horizontal. La concentración de vapor de agua disminuye con la altura, llegando a reducirse hasta cuatro órdenes de magnitud desde la superficie hasta la baja estratosfera (ver

figura 3.3). Por tanto, se puede concluir que el vapor de agua está prácticamente confinado en la troposfera, en la que aproximadamente el 50 % del contenido de vapor de agua atmosférico se halla por debajo de 1.5 km de altura sobre el nivel de superficie terrestre, no alcanzándose el valor de 5% por encima de los 5 km de altura (Mocker, 1995). Sin embargo, a pesar de existir en la alta troposfera bajas concentraciones de vapor de agua, estudios recientes han mostrado el papel tan importante que puede jugar dicho gas en tales estratos atmosféricos sobre el sistema climático terrestre (Bony et al., 2006).

En términos generales, la variabilidad de la distribución de vapor de agua atmosférico muestra una escala temporal que va desde milisegundos hasta décadas. Se ha podido comprobar que en escalas espaciales pequeñas y en estratos atmosféricos próximos a la superficie se producen las variaciones más rápidas de contenido de vapor de agua atmosférico que se deben fundamentalmente a procesos de carácter turbulento (debido a la influencia ejercida por la superficie terrestre sobre la capa límite planetaria). La inestabilidad atmosférica rige dicha redistribución en la parte alta y media de la troposfera (Randel et al., 1996).

En escalas espaciales y temporales más grandes, los cambios estacionales de temperatura y de circulación atmosférica determinan el reparto espacial del vapor de agua atmosférico a nivel planetario. En este sentido, la distribución de vapor de agua en el hemisferio norte muestra mayores fluctuaciones de carácter estacional cuando es comparada con la del hemisferio sur. La razón se fundamenta en que el hemisferio norte presenta una mayor proporción de tierra, que a su vez implica unas variaciones de temperatura mayores debido a que la capacidad calorífica de la tierra es menor que la de los océanos (Randel et al., 1996).

Estudios de la tendencia de vapor de agua atmosférico (Ross and Elliot, 2000) muestran en general un incremento del contenido de agua precipitable en las últimas décadas especialmente en los trópicos, así como unos patrones de tendencia que dependen fuertemente de las variaciones de temperatura terrestre.

3.2.2.- El vapor de agua y su termodinámica

3.2.2.1- El aire húmedo y los índices de humedad

El aire húmedo es denominado como una mezcla de dos gases que se suponen ideales: el aire seco y el vapor de agua. Aunque éste último se aleja bastante del comportamiento ideal de un gas debido a que a temperaturas y presiones atmosféricas suele estar en condiciones próximas a la saturación (con lo que sus fuerzas intermoleculares no deben ser despreciadas), el error

introducido bajo esta asunción no es de suma importancia y permite definir por consiguiente la ecuación de estado del aire húmedo atendiendo a la ley de Dalton (Rogers, 1977):

$$p = p_d + e = \rho_d R_d T + \rho_v R_v T \quad (3.7)$$

donde los subíndice d y v hacen referencia al gas seco (del inglés “dry”) y al vapor de agua respectivamente, de modo que p es la presión total, p_d es la presión ejercida por el aire seco y e la presión correspondiente al vapor de agua. ρ_v es la densidad del vapor de agua y ρ_d la del aire seco, R es la constante específica de cada gas ($R_d = 287.05 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ y $R_v = 461.5 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y T la temperatura absoluta.

A continuación se expresan las diferentes variables higrométricas que pueden ser utilizadas para expresar el contenido de vapor de agua en el aire húmedo (Sendiña y Pérez, 2006):

Humedad absoluta (ρ_v): Masa de vapor de agua por unidad de volumen de aire. Es la densidad de vapor de agua:

$$\rho_v = \frac{\text{masa de vapor (g)}}{\text{volumen de aire húmedo (m}^3\text{)}} \quad (3.8)$$

Utilizando la ley del gas ideal para el vapor de agua,

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (3.9)$$

En general, esta variable suele ser poco utilizada debido a que un cambio en el volumen de la masa de aire (lo cual es bastante frecuente en la atmósfera) ocasiona cambios en el valor de esta variable.

Razón de mezcla (w): Masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco:

$$w = \frac{m_v}{m_d} = \frac{R_d \cdot e}{R_v \cdot p_d} = \frac{\varepsilon \cdot e}{p - e} \text{ (g / kg)} \quad (3.10)$$

m_v es la masa de vapor de agua y m_d es la masa de aire seco. $\varepsilon = R_d/R_v$ y tiene por valor 0.622. Esta variable ha sido utilizada durante los distintos ejercicios planteados en esta tesis para

definir el contenido de vapor de agua en el aire húmedo, puesto que es posible su estimación a partir de las señales lidar Raman del nitrógeno y del vapor de agua, como se muestra más adelante.

Humedad específica (q): Masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo:

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{m_v}{m_d + m_v} = \frac{w}{1 + w} \text{ (g / kg)} \quad (3.11)$$

La razón de mezcla y la humedad específica son índices muy representativos de una masa de aire, debido a que la variación de su valor responde únicamente a procesos de evaporación ó condensación.

El contenido de vapor de agua precipitable: Es la cantidad de agua que se obtendría si todo el vapor de agua contenido en una columna específica de la atmósfera, de sección transversal unitaria, se condensase y precipitase. El contenido de vapor de agua precipitable (PWV, del inglés “Precipitable Water Vapour”) se calcula mediante la siguiente relación, pudiéndose expresar sus unidades en términos de masa (kg m^{-2}) o altura (mm):

$$PWV = \frac{1}{g} \int_{P_f}^{P_0} w(p) dp \quad (3.12)$$

donde g es la gravedad terrestre, w es la razón de mezcla de vapor de agua y p es la presión, siendo P_0 y P_f los límites barométricos superior e inferior de la región atmosférica en que se evalúa el contenido de agua precipitable.

Humedad Relativa (HR): Variable que indica la cantidad de vapor de agua que hay en la masa de aire en relación a la máxima que podría contener a esa temperatura dada. Por ello se define como la razón entre la presión de vapor (e) y la presión de vapor saturante (e_w):

$$HR = \frac{e}{e_w} \text{ (\%)} \quad (3.13)$$

Temperatura del punto de rocío (T_d): Temperatura a la cual la presión de vapor (e) es saturante, manteniendo constante la presión total p del aire húmedo.

Temperatura virtual (T_v): Temperatura que debería tener una masa de aire seco para que a la misma presión tenga la misma densidad que el aire húmedo:

$$T_v = (1 + 0.608 \cdot q) \cdot T \text{ (K)} \quad (3.14)$$

Temperatura potencial virtual (θ_v): Temperatura que debería tener una masa de aire seco para que, a la misma presión obtenida mediante un descenso adiabático hasta el nivel de presión de 1000 mb, tenga la misma densidad que el aire húmedo:

$$\theta_v = T_v \cdot \left(\frac{1000}{p} \right)^{\chi_d} \text{ (K)} \quad (3.15)$$

Donde $\chi_d = R_d / C_p$, siendo R_d la constante específica del aire seco y C_p es el calor específico a presión constante del aire seco.

3.2.2.2.- *El aire húmedo y sus cambios de fase. Ecuación de Clausius-Clapeyron. Ecuación de Kelvin y Köhler. Mecanismos de saturación del vapor de agua en la atmósfera*

El aire húmedo puede contener una determinada cantidad de vapor de agua, pero ésta es estrictamente dependiente de la temperatura a la que se encuentra dicha masa de aire, de modo que para cada temperatura existe una cantidad máxima de vapor de agua que puede ser contenida por el aire. En estas condiciones, el aire está saturado y se alcanza un equilibrio entre las fases gas-líquida (vapor-agua), en el que los procesos de condensación y evaporación tienen lugar con la misma velocidad. La relación entre la presión de vapor saturante y la temperatura en el equilibrio entre las fases de vapor y agua se describe mediante la ecuación de Clausius Clapeyron:

$$\frac{de_w}{dT} = \frac{L_v \cdot e_w}{R^* \cdot T^2} \quad (3.16)$$

Siendo L_v el calor latente experimentado en el cambio de fase en las unidades J/mol. Los subíndices w y v hacen referencia a las fases agua y vapor respectivamente. R^* es la constante universal de todos los gases.

Sin embargo, la dependencia de varios términos respecto a la temperatura dificulta la integración de la ecuación. Por ello se hace uso de aproximaciones empíricas, como es la

ecuación de Teten (1930) que relaciona la presión de vapor saturante con la temperatura de la masa de aire. Éstas son las ecuaciones para los sistemas en equilibrio vapor-líquido y vapor-hielo respectivamente y sus representaciones gráficas:

$$e_w = 6.1078 \cdot 10^{\frac{7.5t}{237.3+t}} \quad (t \text{ en } ^\circ\text{C}) \quad (3.17); \quad e_i = 6.1078 \cdot 10^{\frac{9.321t}{261.24+t}} \quad (t \text{ en } ^\circ\text{C}) \quad (3.18)$$

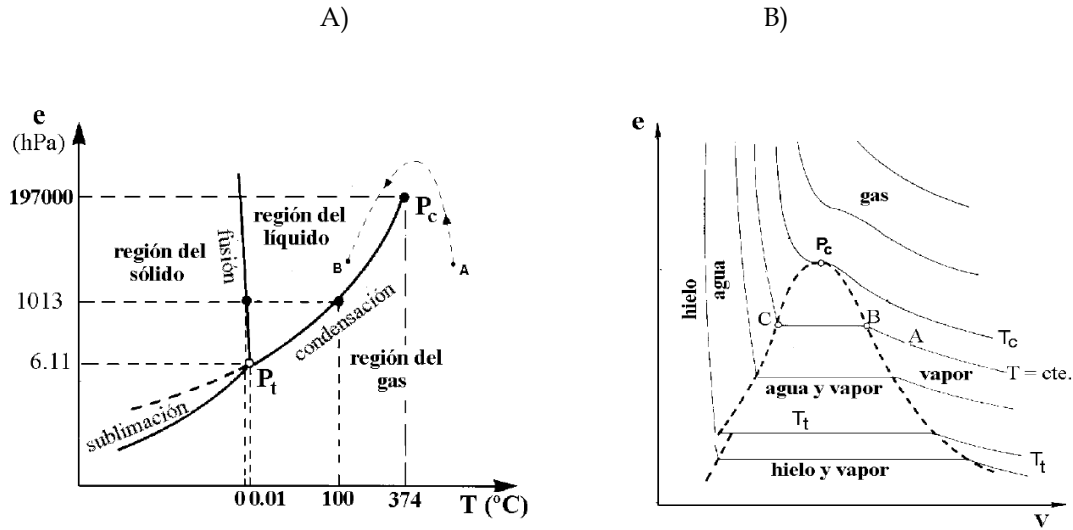


Figura 3.4. A) Diagrama de equilibrio e-T de los cambios de fase del agua. B) Diagrama de equilibrio e-V de los cambios de fase del agua.

No obstante, la ecuación de Clausius-Clayperon define un valor de presión saturante de vapor e_w para un equilibrio entre la fase líquida y vapor con una interfaz o superficie de separación plana entre fases. En la atmósfera, las gotitas con formas esféricas presentan una superficie de separación convexa, lo que cambia la presión de vapor de saturante, al modificarse la función de Gibbs²⁶ (Bohren and Albrecht, 1998). Así, la condensación o formación de gotitas puede ser generada a partir de dos formas de nucleación: homogénea y heterogénea.

En la nucleación homogénea, los centros o núcleos de condensación son gotitas de agua pura y la expresión que relaciona la presión de vapor saturante $e_w(r)$ en equilibrio con gotitas de agua de radio r , y la presión de vapor saturante $e_w(\infty)$ en equilibrio con una superficie plana de agua líquida, es la ecuación de Lord Kelvin (Rogers, 1977):

$$e_w(r) = e_w(\infty) \exp\left(\frac{2\sigma}{rR_v\rho T}\right) \quad (3.19)$$

²⁶ La función de Gibbs: $G = H - T \cdot S$; siendo H la entalpía y, S la entropía.

donde σ es la tensión superficial, ρ es la densidad y T la temperatura. A partir de esta ecuación se puede observar que a medida que el tamaño de la gota disminuye, la presión de vapor necesaria para mantenerla en equilibrio aumenta. En general, el ritmo de crecimiento de una gotita de radio r es proporcional a la diferencia $e - e_w(r)$, donde e es la presión de vapor ambiental. Por tanto, aquellas gotas cuyos radios son tales que $e - e_w(r) < 0$, tienden a desaparecer, mientras que si esta diferencia es positiva la gota tiende a aumentar de tamaño (Sendiña y Pérez, 2006). Por ello, el radio crítico r_c es el valor del radio para el que dicha diferencia es nula, lo que significa un estado de equilibrio entre ambas fases. Su expresión se recoge de la siguiente forma:

$$r_c = \frac{2\sigma}{R_v \rho T \ln R_s} \quad (3.20)$$

donde $R_s = e/e_w$ es la razón de saturación. La tabla 3.1 muestra los diferentes radios críticos en función de la razón de saturación para una temperatura de 0°C:

Razón de saturación	Radio crítico
R_s	r_c (micras)
1	∞
1.10	$1.261 \cdot 10^{-2}$
1.5	$2.964 \cdot 10^{-3}$
2	$1.734 \cdot 10^{-3}$
5	$7.468 \cdot 10^{-4}$

Tabla 3.1. Radios de gotas de agua pura en equilibrio con vapor a 0°C (adaptado de Sendiña y Pérez, 2006).

En la nucleación homogénea, las gotas de tamaño crítico son formadas debido a choques aleatorios entre las moléculas de agua, de modo que si se alcanza el tamaño supercrítico, $e_w(r)$ disminuye y el ritmo de crecimiento que es proporcional a $e - e_w(r)$ aumenta.

En general, la nucleación homogénea requiere unas condiciones de sobresaturación elevadas, por lo que este proceso es poco importante en la atmósfera debido a su baja probabilidad de ocurrencia. En la nucleación heterogénea, las gotas nubosas se forman sobre los aerosoles que se encuentran suspendidos en la atmósfera, clasificándose éstos en neutros, hidrófobos o higroscópicos en función de su grado de afinidad. Éstos últimos, son los que juegan un papel importante en los procesos de nucleación como consecuencia de la disolución del soluto que tiende a disminuir la presión de saturación del vapor en equilibrio con el líquido de acuerdo a la ley de Raoult. La ley de Raoult expresa que la disminución de la presión de vapor $e_w(r)$ que se

observa es directamente proporcional al número de moléculas (fracción molar) del soluto por unidad del volumen del disolvente. La velocidad de formación de las gotitas en estos procesos es estrictamente dependiente del número de tales núcleos presentes. Así, la combinación de las leyes de Kelvin y Raoult dan lugar a la ecuación de Köhler (1936), que expresa la relación de la presión de vapor saturante en equilibrio con gotitas de aguas (interfaz esférica) respecto a la presión de vapor saturante (interfaz plana) a través de su radio:

$$\frac{e_w(r)}{e_w(\infty)} = \left(1 - \frac{b}{r^3}\right) \exp(a/r) \approx 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3} \quad (3.21)$$

siendo $a = 2\sigma/R_v\rho T \approx 3.3 \cdot 10^{-5}/T$, $b = 3j_i m_v M/4\pi\rho m_s \approx 4.3j_i M/m_s$, j_i el grado de disociación iónica, M la masa del soluto, m_s la masa molecular del soluto y m_v masa molecular del agua. El término a/r puede ser interpretado como el *término de curvatura* que expresa el aumento de la razón de saturación sobre una gotita, frente al correspondiente a una interfaz plana. El término b/r^3 hace referencia al *término disolución* y expresa la disminución de la presión de vapor debida a la presencia de soluto. En general, el efecto Kelvin es el factor dominante en las "gotitas grandes" mientras que el efecto soluto lo es para las gotitas más pequeñas.

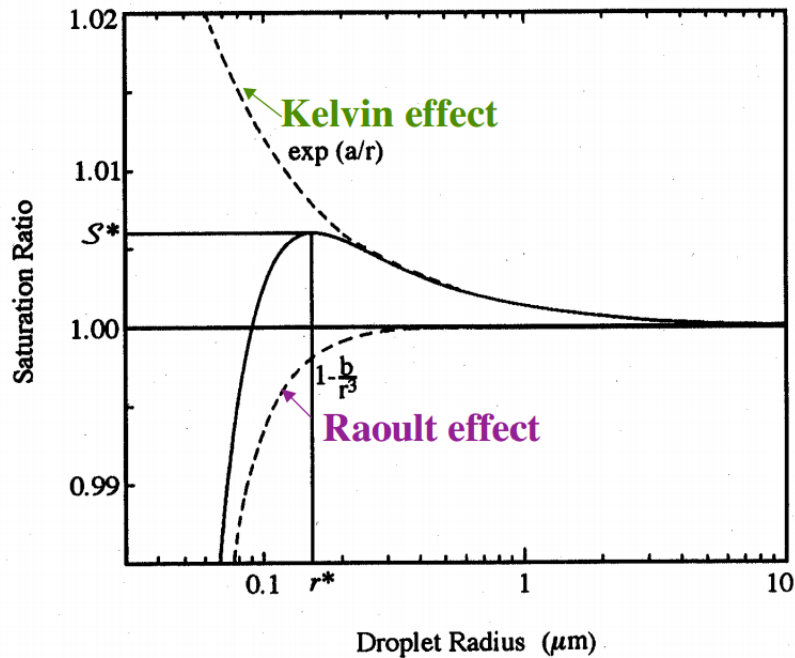


Figura 3.5. Diagrama que representa la razón de saturación en equilibrio en función del tamaño de las gotitas (radio) según la ecuación de Köhler (línea continua negra). Las contribuciones de los efectos de curvatura (Kelvin) y del soluto (Raoult) son representados mediante trazos discontinuos.

La función descrita por la ecuación de Köhler (ver figura 3.5) presenta un máximo para los siguientes valores de la razón de saturación crítica (S^*) y radio crítico (r^*),

$$r^* = \sqrt{\frac{3b}{a}} \quad (3.22)$$

$$S^* = 1 + \sqrt{\frac{4a^3}{27b}} \quad (3.23)$$

El significado de este nuevo radio crítico es semejante al anterior calculado sin la presencia de soluto disuelto en la gota (ecuación de Lord Kelvin). La curva de Köhler pone de manifiesto que para gotitas con un $r < r^*$ pueden encontrarse en equilibrio a humedades relativas inferiores al 100% y sólo podrán aumentar de tamaño si se produce un incremento en la humedad relativa existente en el ambiente. Sin embargo, cuando $r > r^*$, la razón de saturación necesaria para el equilibrio es inferior a la razón de saturación crítica S^* y el vapor se difundirá hacia la gota que continuará creciendo de forma espontánea, sin necesidad de un aumento de la humedad relativa ambiental. En cuanto al efecto de la masa del soluto, se observa que cuanto mayor es su masa M mayor es su radio crítico r^* y menor S^* , con las implicaciones anteriormente comentadas (Rogers, 1977).

En relación a los procesos termodinámicos que dan lugar a la saturación del vapor de agua en el aire son básicamente tres y se describen a continuación (Bohren and Albrecht, 1998):

Enfriamiento diabático: Proceso en el que se produce un intercambio de calor entre una masa de aire dada y una superficie de contacto fría. Los mecanismos de transferencia de calor pueden ser la radiación y/o difusión, ocasionando la formación de las nieblas de radiación y advección.

Enfriamiento por mezcla: Proceso de carácter isentálpico en el que la mezcla de dos masas de aire con temperatura y contenido de vapor de agua distintos sin presentar condiciones de saturación por separado, puedan dar lugar una masa de aire húmedo que sí presente un estado de saturación de vapor de agua. Son características las nieblas de mezcla, de brisa y de evaporación.

Enfriamiento adiabático: Proceso por el que una masa de aire en su ascenso, se expande sin intercambiar calor con el ambiente, reduciéndose su temperatura hasta adquirir las condiciones de saturación de vapor. Este es el proceso más relevante en nuestro estudio debido a que es el responsable de los sistemas nubosos. Los mecanismos responsables de los ascensos adiabáticos son:

Ascenso convectivo originado por un fuerte calentamiento local de la superficie terrestre y del estrato atmosférico próximo a ésta.

Ascenso orográfico ocasionado por la presencia de montañas o edificios que provocan el ascenso de la masa de aire.

Borrascas: La presencia de zonas de bajas presiones en superficie provoca zonas de convergencia en superficie y divergencia en altura que favorecen los ascensos de aire.

Sistemas frontales: El choque de masas de aire con características distintas dan lugar al ascenso de la cálida sobre la fría por flotabilidad.

3.3.- Interacción REM²⁷-materia

3.3.1.- La ley de Bouguer-Beer-Lambert

La radiación solar a su paso por la atmósfera terrestre experimenta un proceso de atenuación en su densidad de flujo y en sus características espectrales debido a interacciones de carácter cuántico entre los fotones incidentes y las especies constituyentes atmosféricas (gases y aerosoles). La consecuencia macroscópica de estos procesos es la dispersión y/o absorción de la luz solar (Liou, 1980) lo que produce la disminución global dI_λ de la intensidad de la radiación de longitud de onda λ en la dirección de propagación cuando la luz atraviese una capa de aire de espesor dz . Esta pérdida de intensidad seguirá la Ley empírica de Bouguer-Beer-Lambert y, por tanto, estará descrita por la siguiente ecuación:

$$dI_\lambda = -I_\lambda \rho \alpha_\lambda dz \quad (3.24)$$

donde α_λ es el coeficiente de extinción en la longitud de onda λ , ρ es la densidad de centros atenuadores del medio y dz es el elemento diferencial de camino óptico. El coeficiente de extinción es la suma de los coeficientes de absorción (σ_{abs}) y dispersión (σ_{disp}), presentando éste último dos contribuciones: la debida a las moléculas atmosféricas (dispersión Rayleigh (R)) y la producida por los aerosoles existentes en la atmósfera (dispersión Mie (M)). La siguiente expresión para dicho coeficiente (Measures, 1984) muestra esta relación, en la que el subíndice i indica los distintos tipos de constituyentes atmosféricos capaces de absorber radiación de longitud de onda λ :

²⁷ REM: abreviatura de Radiación ElectroMagnética.

$$\alpha_{\lambda} = \sigma_{\lambda,disp} + \sigma_{\lambda,abs} = \sigma_{\lambda,R,disp} + \sigma_{\lambda,M,disp} + \sum_i \sigma_{\lambda,i,abs} \quad (3.25)$$

Basándonos en los fenómenos descritos, la ecuación general de la transferencia radiativa se detalla a continuación, incluyéndose tanto los procesos de dispersión múltiple que aunque no serán considerados en la definición de la ecuación lidar (por la complejidad implícita que supone la estimación de dicho término) si tienen su relevancia desde el punto de vista radiativo:

$$dI_{\lambda} = -I_{\lambda} \rho \alpha_{\lambda} dz + j_{\lambda} \rho dz \rightarrow \frac{dI_{\lambda}}{\rho \alpha_{\lambda} dz} = -I_{\lambda} + J_{\lambda} \quad (3.26)$$

Donde J_{λ} es la función fuente y j_{λ} es el coeficiente de la función fuente. Ambas variables representan el aumento de la intensidad ocasionado por dispersión múltiple y emisión I_{λ} . Despreciando los fenómenos de dispersión múltiple, la ley de Bouguer-Beer-Lambert queda resuelta integrando la expresión 3.24:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda,0} \exp \left(- \int_{z_1}^{z_2} \alpha_{\lambda} \rho dz \right) \quad (3.27)$$

El término exponencial es una cantidad adimensional definida como espesor óptico monocromático del medio, el cual cuantifica la atenuación experimentada por la radiación al atravesar un medio determinado como es la atmósfera.

Generalmente, el cálculo del espesor óptico de la atmósfera suele llevarse a cabo a partir de las medidas de sistemas de teledetección pasivos²⁸, que están directamente orientados hacia el sol. Sin embargo, la dirección de medida de tales sistemas de teledetección difiere en un ángulo θ respecto la dirección zenital, la cual proporcionaría el auténtico valor de espesor óptico de la atmósfera. Por ello, se introduce el concepto de masa óptica m , definido como la razón entre el espesor óptico en la vertical y el espesor óptico en una dirección determinada. Asumiendo un modelo de atmósfera plano-paralela, la masa óptica se aproxima a la expresión mostrada a continuación (Liou, 1980) (esta expresión no es válida para ángulos superiores a 60° debido a la curvatura de la Tierra o la naturaleza refractiva de la atmósfera):

²⁸ Sistemas de teledetección pasivos: sistemas cuya técnica de observación permite obtener información de un objeto o fenómeno mediante una serie de sensores, utilizando la radiación natural existente en el medio, diferenciándose de los sistemas activos, en que éstos requieren introducir una fuente de radiación artificial para su funcionamiento. Un ejemplo de sistema de teledetección pasivo es el fotómetro solar.

$$m = \sec \theta \quad (3.28)$$

Por otra parte, la influencia que los procesos de dispersión y absorción ejercen sobre el fenómeno global de extinción son muy importantes desde un punto de vista climático y por ello deben ser individualmente caracterizados. Para ello, se hace uso del parámetro albedo de dispersión simple, el cual permite relativizar ambos fenómenos respecto del proceso de extinción. El albedo de dispersión simple se define de la siguiente forma (Bohren and Huffman, 1983):

$$w_{\lambda} = \frac{\sigma_{\lambda,disp}}{\alpha_{\lambda}} = 1 - \frac{\sigma_{\lambda,abs}}{\alpha_{\lambda}} \quad (3.29)$$

De modo que para valores de $w_{\lambda} = 1$ estaremos ante un proceso de extinción ocasionado única y exclusivamente por el proceso de dispersión y cuando adquiera w_{λ} valores próximos a 0, el fenómeno de extinción será ocasionado mayoritariamente por el proceso de absorción.

3.3.2.- Dispersión de la radiación solar por la atmósfera terrestre

Cómo ya se ha adelantado, la radiación solar a su paso por la atmósfera terrestre experimenta dos procesos físicos fundamentales de interacción de la luz con la materia: absorción y dispersión. La dispersión es un proceso físico, que tiene lugar de manera continua en todo el espectro electromagnético, por el cual la energía de una onda electromagnética incidente sobre un centro dispersor es redistribuida en distintas direcciones. Los centros dispersores de la radiación solar son principalmente las moléculas que constituyen la atmósfera y otros de mayor tamaño como las gotas de agua, granizo y los aerosoles. El tamaño de estos centros dispersores es de vital importancia porque la distribución de la intensidad luminosa en cada dirección del espacio es función de la relación existente entre el tamaño de la partícula o de la molécula y la longitud de onda de la REM incidente (Iqbal, 1983).

La teoría Electromagnética aborda la caracterización y cuantificación de la dispersión de la radiación mediante el uso del parámetro de tamaño. Éste se define como $x = 2\pi r/\lambda$, donde r es el radio de los centros dispersores considerados esféricos y λ la longitud de onda incidente.

Atendiendo a los distintos valores que pueda adquirir x se realiza la siguiente clasificación (Sendiña y Pérez, 2006):

Si $x < 1$: El fenómeno producido queda bien descrito por la teoría de Lord Rayleigh (Measures, 1984). Este proceso sucede por ejemplo en la interacción de la radiación solar con las moléculas que componen el aire. En estos casos, el coeficiente de dispersión es proporcional a λ^{-4} , lo que indica que el proceso es fuertemente dependiente de la longitud de onda incidente, siendo más intenso cuanto menor es el valor de λ . Este proceso es el que explica el color azul del cielo durante el día, puesto que la fracción azul ($\lambda \sim 0,4 \mu\text{m}$) de la radiación solar visible es la mejor dispersada por la atmósfera y, por tanto, la que mejor llega a cualquier observador en situación de cielo despejado. Por el contrario, durante los crepúsculos, cuando el sol se encuentra muy bajo en el horizonte, la radiación solar ha de atravesar un trayecto mayor dentro de la atmósfera, lo que ocasiona que las longitudes de onda más pequeñas se extingan (por ej. color azul) y aquéllas menos dispersadas ($\lambda \sim 0,7 \mu\text{m}$) sean visibles, lo que hace que la tonalidad característica del cielo en dichos momentos sea rojiza (Liou, 1980).

La dispersión Rayleigh es anisótropa, siendo mínima en la dirección perpendicular a la de propagación del haz incidente y alcanzando su máxima eficiencia a lo largo de dicha dirección, tanto en el sentido de avance como en el de retroceso (Iqbal, 1983). La eficiencia de dispersión es simétrica, como se observa en la figura 3.6. En una atmósfera sin nubes es aplicable a partículas que pertenecen al modo nucleación.

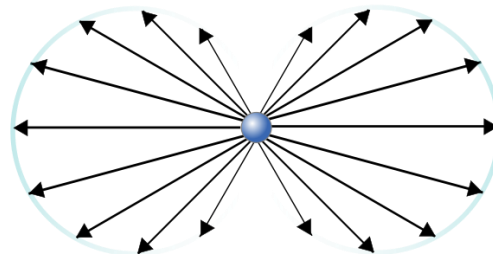


Figura 3.6. Dispersión Rayleigh.

Si $20 > x > 1$: La dispersión Mie sucede cuando el parámetro de tamaño de partícula adquiere valores situados en el rango entre 1 y 20, y por ello presenta una compleja dependencia entre la intensidad de la luz dispersada y el ángulo de observación, existiendo en general una mayor intensidad de dispersión en el sentido de propagación de la luz que en el sentido de retroceso. Este fenómeno aumenta con el tamaño relativo de las partículas respecto a la longitud de onda incidente (figuras 3.7 y 3.8). Los centros de dispersión suelen ser partículas materiales de tamaño intermedio, es decir, pertenecen al modo Aitken y acumulación.

En estas circunstancias, la interacción sigue lo descrito por la solución propuesta por Gustav Mie a las ecuaciones de Maxwell, y por ello, estos procesos se denominan de dispersión Mie. No obstante, la física que rige la teoría de Mie puede ser considerada como una extensión o variante de las bases conceptuales expuestas por Lord Rayleigh. En ambas teorías, se estudia la

interacción de una onda electromagnética sobre cargas eléctricas, la diferencia estriba en que las moléculas de un gas se asemejan al comportamiento que presentaría un dipolo y los aerosoles o partículas adoptarían el comportamiento de multipolos que provocarían ondas parciales.

Figura 3.7. Dispersión Mie.
Partícula pequeña

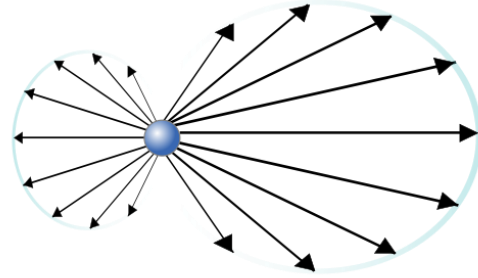
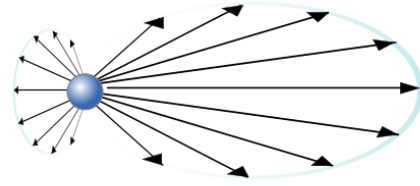


Figura 3.8. Dispersión Mie.
Partícula grande



Si $x > 20$: Los centros de dispersión son muy grandes en relación con la longitud de onda. La dispersión puede ser estudiada bajo la aproximación de la óptica geométrica. No existe selectividad espectral para el proceso de dispersión, por tanto, la dispersión es igualmente eficaz para cualquier longitud de onda incidente sobre el centro dispersor.

Por otra parte, las distintas direcciones en el espacio que puede adquirir la radiación redistribuida como consecuencia del proceso de dispersión pueden y deben ser descritas mediante el parámetro función de fase. La función de fase representa la probabilidad de que la radiación incidente sobre un centro dispersor sea dispersada en un determinado ángulo Θ . Es una función normalizada a la unidad y presenta la siguiente forma (Measures, 1984):

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{P(\Theta)}{4\pi} \sin \Theta d\Theta d\phi = 1 \quad (3.30)$$

Así, cuando x toma valores inferiores a 1 la función de fase adquiere la forma (aproximación dispersión Rayleigh):

$$P(\Theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \Theta) \quad (3.31)$$

En este caso, los valores que puede tomar la función de fase para los diferentes ángulos Θ no difieren en gran medida, sin embargo, cuando los valores de x son muy superiores a la unidad,

la función de fase depende estrictamente del ángulo Θ , y por tanto, la radiación dispersada es mucho más intensa en el sentido de avance de la radiación incidente que en el sentido de retrodispersión.

Otro parámetro utilizado para caracterizar la dispersión de la radiación es el factor de asimetría. Este parámetro proporciona una estimación de la dirección predominante de la función de fase, y en definitiva de la asimetría de la radiación redistribuida. El factor de asimetría tiene la expresión:

$$g = \frac{\int_0^\pi \cos \Theta P(\Theta) d \cos \Theta}{\int_0^\pi P(\Theta) d \cos \Theta} \quad (3.32)$$

Así, cuando $g = 0$, el radio de los centros dispersores es mucho menor que la longitud de onda incidente y como resultado la dispersión es simétrica (tomando como eje de simetría la perpendicular a la dirección de la radiación incidente), siendo igual la dispersión en el sentido de incidencia de la radiación sobre el centro dispersor que en el sentido de retrodispersión (dispersión Rayleigh). No obstante, a medida que el valor de g se incrementa de forma positiva la dispersión tiende a producirse predominantemente en el sentido de incidencia o avance de la radiación. A modo ilustrativo, en condiciones atmosféricas sin nubes g puede tomar valores entre 0.1, en el caso de una atmósfera muy limpia, y 0.75, cuando existen episodios de alta contaminación atmosférica (Zege et al., 1991). En condiciones nubosas g toma valores entre 0.8-0.9.

Por último, existe un matiz referente al proceso de dispersión, que sucede cuando los centros de dispersión son las moléculas presentes en la atmósfera y que por tanto debe explicarse. Si la dispersión sucede sin ningún intercambio energético, y básicamente consiste en una redistribución de la REM incidente en distintas direcciones, la dispersión es de tipo elástica. La principal característica de tal dispersión es la ausencia de cambios en la longitud de onda de la REM dispersada tras producirse la interacción de los fotones y el centro dispersor. Por el contrario, cuando la redistribución de la REM presenta cambios en la longitud de onda tras la interacción de ésta con el centro dispersor, la dispersión es de tipo inelástica. Este fenómeno es de vital importancia, pues es la base fundamental sobre la que se sustenta la técnica de teledetección lidar para obtener una caracterización más completa de las propiedades ópticas de los aerosoles así como la estimación de la concentración de determinadas moléculas gaseosas existentes en la atmósfera.

El fenómeno Raman es un proceso de dispersión de tipo inelástico, lo cual implica que existe un intercambio energético entre la radiación incidente y el centro dispersor. Este fenómeno fue descubierto por el físico Chandrashekhara Venkata Raman. La consecuencia principal de tal suceso es el cambio en el estado cuántico de la molécula dispersora, que adquiere un nivel energético superior o inferior, y, la emisión de un nuevo fotón (dispersado) con una frecuencia, longitud de onda y energía distinta de la que presentaba el fotón incidente. La magnitud del cambio observado en la longitud de onda (y obviamente de frecuencia) del fotón dispersado es exclusivo y dependiente de cada molécula y a su vez de los distintos niveles energéticos vibracionales y/o rotacionales de ésta. La expresión de Max Planck, que se muestra a continuación, relaciona la variación de energía experimentada ΔE en la molécula (consecuencia del paso entre los distintos niveles energéticos) y la diferencia de longitud de onda entre el fotón incidente λ_0 y el fotón dispersado λ_d :

$$\Delta E = h \cdot c \cdot \left(\frac{1}{\lambda_0} - \frac{1}{\lambda_d} \right) \quad (3.33)$$

donde h es la constante de Planck y c es la velocidad de la luz.

Cuando el resultado de la interacción entre el fotón de la radiación incidente y la molécula genera un fotón dispersado con una frecuencia inferior que la frecuencia del fotón de la radiación incidente, la interacción se denomina dispersión Raman de tipo Stokes. En este caso, existe una transferencia de energía neta del fotón a la molécula, de forma que ésta adquiere un nuevo nivel energético superior.

Si por el contrario, el fotón dispersado presenta una frecuencia superior que la frecuencia del fotón incidente, la dispersión Raman se denomina de tipo anti-Stokes. En esta ocasión, la molécula adquiere un nivel energético inferior que el nivel energético previo a la interacción y por tanto la transferencia energética sucede de la molécula al fotón (Measures, 1984). No obstante, debido a que las moléculas en la naturaleza se encuentran generalmente en su estado fundamental, es mucho más probable que suceda la dispersión Raman de tipo Stokes que la dispersión Raman de tipo anti-Stokes, de forma que esta probabilidad de ocurrencia es 100 veces superior.

La aplicación más importante de la dispersión Raman a la técnica lidar radica en la capacidad para identificar y cuantificar la dispersión ocasionada por ciertos compuestos moleculares en la atmósfera como son el $\text{H}_2\text{O}(\text{g})$, N_2 , SO_2 , ó CO_2 (Weitkamp, 2005), que a su vez, permite inferir los parámetros ópticos de los aerosoles (coeficientes de extinción y backscatter) de manera

independiente evitando asumir una LR²⁹ constante en la dimensión vertical, (cuando la cuantificación de la dispersión Raman del N₂ se logra adecuadamente), ó, hallar la distribución vertical del vapor de agua en la atmósfera (a partir de la dispersión Raman del H₂O y del N₂). Así, las longitudes de onda observadas por el sistema lidar procedente de la dispersión Raman del N₂ son 387 nm y 607 nm para una radiación inicial emitida por el láser en las longitudes de onda de 355 y 532 nm respectivamente. Asimismo, el sistema lidar detecta radiación en la longitud de onda de 408 nm fruto de la dispersión Raman ocasionada por el H₂O(g) cuando sobre estas moléculas incide una radiación emitida por el láser en la longitud de onda de 355 nm

No obstante, la sección eficaz de dispersión Raman que presentan las moléculas es sustancialmente menor que la de dispersión Rayleigh, lo que tiene implicaciones prácticas muy importantes. Para conseguir detectar la pequeña energía procedente de esta interacción es preciso disponer de sistemas de detección potentes, con gran selectividad en determinadas longitudes de onda, capaces de discriminar la radiación producida por la dispersión Raman de la procedente del fondo radiativo natural. Esto suele traducirse en la necesidad de trabajar en periodos nocturnos y con tiempos de integración largos, de este modo se puede conseguir una mejor relación señal-ruido que la que se obtendría en periodos diurnos.

A modo ilustrativo, se muestra en la tabla siguiente una comparativa de las características de los tres procesos de dispersión comentados:

Interacción	Proceso	Longitud de onda	Sección eficaz $\frac{d\sigma}{d\Omega} [cm^2 / sr]$	Constituyentes detectados
Dispersión	Mie	$\lambda_0 = \lambda_d$	$10^{-26} - 10^{-8}$	Aerosoles
Dispersión	Rayleigh	$\lambda_0 = \lambda_d$	$10^{-26} - 10^{-23}$	Átomos y moléculas
Dispersión	Raman	$\lambda_0 \neq \lambda_d$	$10^{-29} - 10^{-26}$	Átomos y moléculas

Tabla 3.2. Caracterización de los procesos de dispersión de la radiación solar por los diferentes constituyentes de la atmósfera (adaptado de Collis et al., 1976), donde λ_0 representa la longitud de onda fotón incidente y λ_d la longitud de onda del fotón dispersado.

²⁹ LR: acrónimo inglés de lidar ratio.

3.3.3.- Absorción de la radiación solar por la atmósfera terrestre

Si durante la interacción de la REM con la materia, parte de la energía radiativa incidente es retirada de manera permanente del campo de radiación, hablaremos genéricamente de la existencia de procesos de absorción en el medio material por el que se propaga. En el caso de los gases que componen la atmósfera, por ejemplo, estos procesos están ligados a la inducción por la REM de transiciones entre los distintos estados energéticos permitidos de dichos compuestos moleculares. Estos cambios se corresponden a saltos entre niveles permitidos de energía potencial electrostática y cinética de los electrones o a cambios entre niveles vibro-rotacionales moleculares, y pueden producirse cuando los fotones incidentes tienen las energías adecuadas. En orden creciente de energía, la absorción de un fotón puede provocar (Sendiña y Perez, 2006):

- Incremento en la energía rotacional: radiación infrarroja y microondas.
- Incremento en la energía vibracional: radiación infrarroja.
- Excitación electrónica de valencia: radiación visible, UV y rayos X.
- Fotoionización (pérdida de electrones de valencia o internos) y fotodisociación (rotura de las moléculas): rayos X y rayos γ .

A diferencia del proceso de dispersión de la radiación solar, que sucede de manera continua para todo el espectro electromagnético, en el caso de los gases, el fenómeno de absorción es un proceso totalmente selectivo y sucede únicamente para ciertas longitudes de onda que a su vez dependen del compuesto absorbente y de sus bandas de absorción.

Obviamente, todos los constituyentes atmosféricos (gases y aerosoles) contribuyen a la absorción de radiación, pero sólo en el caso de las moléculas gaseosas resulta viable la descripción del fenómeno en términos espectrales asociando a cada compuesto sus bandas de absorción específicas. A continuación, se relacionan las principales bandas de absorción de los gases atmosféricos activos en la regiones UV, visible e infrarroja del espectro electromagnético.

El ozono (O_3) presenta en la región ultravioleta fuertes absorciones en las bandas de Hartley (0.21-0.3 μm) y Huggins (0.3-0.35 μm) y en la región visible absorciones algo más débiles debido a la presencia de la banda de Chappuis (0.45-0.74 μm). En la región infrarroja, el ozono también muestra diversas bandas vibro-rotacionales (9, 9.6 y 14.1 μm) (Liou, 1980).

El espectro de absorción del vapor de agua (H_2O) cuenta con numerosas bandas en el IR cercano y medio (0.72, 0.81, 0.94, 1.1, 1.38, 1.87, 2.66, 2.73, 3.2, 6.25 μm). (Collis et al., 1976).

Respecto al dióxido de carbono (CO_2) sus bandas de absorción se encuentran ampliamente distribuidas en el IR entre 0.78-20 μm . Las bandas vibrorotacionales más importantes están centradas en 4.3 y 15 μm , no obstante, existen otras bandas de absorción más complejas, con centros en 1.4, 1.6, 2.0, 2.7, 4.3, 5.2, 9.4, 10.4 μm .

El oxígeno (O_2) tiene fuertes bandas electrónicas situadas en la región visible y otras más débiles en la zona infrarroja. Sus bandas más importantes están localizadas en 0.69 y 0.76 μm .

Por último, cabe destacar que las longitudes de onda de la radiación con la que trabaja el sistema lidar, que se describe más adelante (355, 532, 1064, 387, 407 y 607 nm), no se ven afectadas por el proceso de absorción de las diferentes moléculas que componen la atmósfera lo que facilita la aplicación de los algoritmos de inversión para la obtención de las propiedades ópticas, solución de la ecuación lidar.

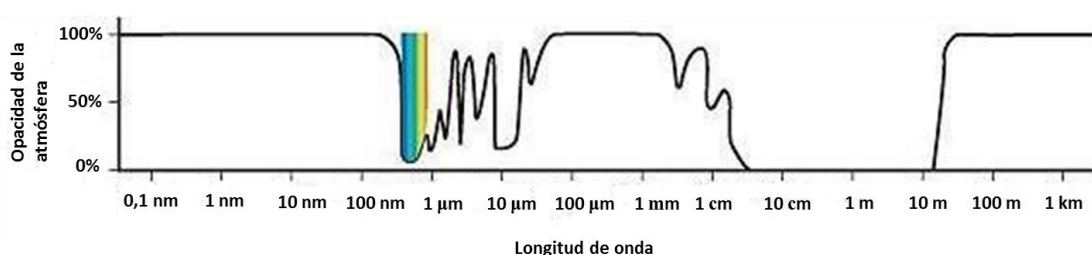


Figura 3.9. Representación de la opacidad de la atmósfera en función de la longitud de onda de la REM. Las líneas verticales de color azul, verde y rojo simbolizan la banda espectral en la que trabaja el sistema lidar anteriormente citado (355, 532, 1064, 387, 407 y 607 nm).

3.4.- La técnica lidar y ecuación. La lidar ratio y el exponente de Ångström

Para abordar experimentalmente el estudio de la problemática expuesta en el capítulo 1 es preciso que la caracterización del material particulado atmosférico y de determinados compuestos moleculares presentes en la atmósfera se pueda realizar con una buena resolución espacio/temporal con el objeto de conseguir información lo más representativa posible. Para llevar a cabo esta tarea se precisa emplear medios técnicos y logísticos muy sofisticados y variados. De entre todas las opciones técnicas disponibles, la tecnología lidar permite obtener la distribución de aerosoles atmosféricos y de ciertos gases de interés resuelta en distancia.

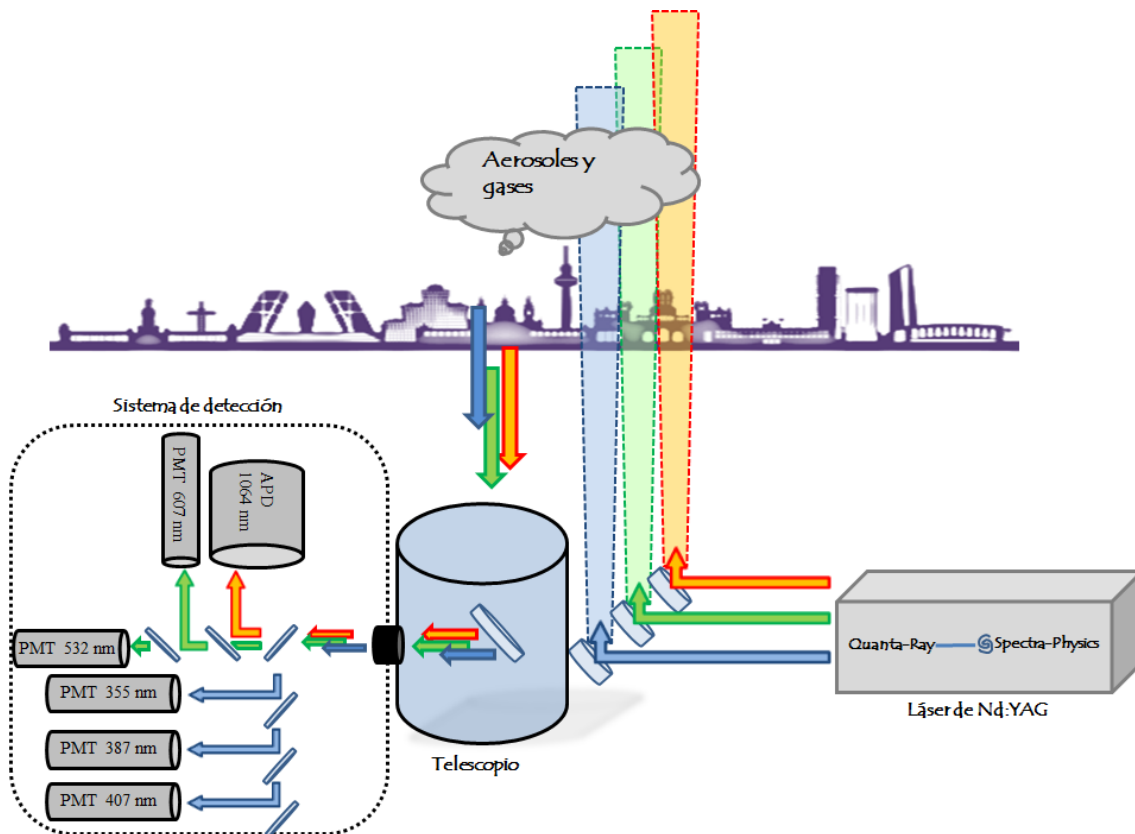


Figura 3.10. Esquema conceptual del sistema lidar de la estación de Madrid-CIEMAT, formado por un bloque de emisión (láser de Nd:YAG³⁰) que emite en las longitudes de onda de 1064, 532 y 355 nm, y un bloque de recepción y detección (telescopio, 5 tubos fotomultiplicadores y un fotodiodo de silicio de avalancha).

Esta técnica de teledetección activa utiliza la radiación emitida como vehículo de información por lo que cualquier sistema lidar debe contar con una fuente láser pulsada, un telescopio colector para recoger la radiación retrodispersada por la atmósfera (de ahora en adelante backscattering), un sistema óptico integrado por espejos dicróicos y filtros interferenciales para seleccionar espectralmente el flujo radiativo recibido, y un sistema de detección (fotodetectores) para transformar dicho flujo radiativo en señales eléctricas proporcionales que serán grabadas para su posterior estudio.

A partir de la evolución de estas señales en el tiempo se puede obtener información específica sobre la concentración espacial de gases y aerosoles presentes en la atmósfera, así como forma, tamaño y propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles (Ferrare et al., 1998, Veselovskii et al., 2009).

³⁰ Nd:YAG: acrónimo inglés de Neodymium-doped Yttrium-Aluminium-Garnet.

De este modo, un sistema lidar opera básicamente como un radar óptico en el que se emplea radiación láser pulsada (líneas de emisión comprendidas entre el infrarrojo cercano y el ultravioleta) en lugar de ondas radio.

La denominada ecuación lidar recoge todas las dependencias anteriormente comentadas, de forma que, después de disparar cada pulso láser de longitud de onda λ a la atmósfera, la evolución en el tiempo (o a lo largo de la línea de propagación del pulso) de la energía correspondiente a los fotones retrodispersados colectados por el telescopio y medidos por el fotodetector, que suelen estar juntos, puede expresarse de la manera siguiente (adaptado de Collis et al., 1976):

$$P_{total}(r, \lambda) = P_{bkg} + P(r, \lambda) = P_{bkg} + \frac{P_0(\lambda) \gamma(\lambda) O(r)}{r^2} \beta(r, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^r \alpha(r, \lambda) dr \right] \quad (3.34)$$

donde:

$P_{total}(r, \lambda)$ es la suma de los flujos radiantes procedente del fondo radiativo (ej. luz solar) (P_{bkg}) y del proceso de backscattering ocasionado por aerosoles y gases a una distancia r de la posición de la fuente láser y del detector $P(r, \lambda)$.

$P(r, \lambda)$ depende del flujo emitido por el láser $P_0(\lambda)$, de las características técnicas del sistema lidar y del tipo y concentración de aerosoles y moléculas existente en el camino del haz pulsado.

$O(r)$ es el factor de solapamiento y representa la probabilidad de que toda radiación retrodispersada procedente de una distancia r alcance el receptor de acuerdo a consideraciones geométricas.

$\gamma(\lambda)$ es la denominada “constante del sistema lidar”, que se descompone en los siguientes factores:

$$\gamma = \frac{c \tau}{2} A_{eff} \xi(\lambda) \zeta(\lambda) \quad (3.35)$$

donde:

A_{eff} es el área efectiva del telescopio.

$\xi(\lambda)$ es la eficiencia óptica del sistema.

$\zeta(\lambda)$ es la eficiencia cuántica del sistema.

c es la velocidad de la luz.

τ es la duración del pulso de luz emitido por el láser emitido.

$\beta(r, \lambda)$ es el coeficiente de backscatter y determina la radiación dispersada en la dirección de 180° respecto a la dirección incidente. Las unidades de dicho coeficiente son $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$. $\beta(r, \lambda) = \beta_a(r, \lambda) + \beta_m(r, \lambda)$, donde β_a es el coeficiente de backscatter de aerosoles y β_m el coeficiente de backscatter molecular.

$\exp\left[-2\int_0^r \alpha(r, \lambda) dr\right]$ es el término de transmitancia de la atmósfera (adimensional) en el camino de ida y vuelta realizado por el pulso de luz.

$\alpha(r, \lambda)$ es el coeficiente de extinción atmosférica. $\alpha(r) = \alpha_a(r) + \alpha_m(r)$, al igual que antes los subíndices a y m hacen referencia respectivamente a la componente vinculada a los aerosoles y las moléculas.

El factor r^2 del denominador del segundo término de la ecuación lidar indica la dependencia cuadrática de la intensidad de la señal con la distancia. Si se considerase una dispersión isotrópica en un volumen esférico de radio r , el área A del telescopio recogería una fracción de la intensidad radiante total de dispersión para un ángulo sólido de 4π . Como el área de recepción del telescopio de un sistema lidar es constante, para poder comparar las señales de backscattering procedentes de distancias diferentes al telescopio, se precisa introducir una corrección en distancia de las señales. Para ello, se define la señal corregida en rango (SCR) como la señal en la que se ha compensado la dependencia cuadrática de la intensidad de la señal con la distancia, lo que permite la comparación de señales de backscattering procedentes de distintas posiciones. La señal corregida en rango presenta la siguiente relación:

$$SCR = P(r, \lambda) \cdot r^2 \quad (3.36)$$

La ecuación lidar así planteada asume dos hipótesis: 1) los procesos de dispersión múltiple no tienen lugar o su incidencia es irrelevante, es decir, cada fotón detectado proviene de una única interacción de dispersión elástica, 2) la radiación láser introducida en la atmósfera no sufre absorciones moleculares.

La medida del tiempo transcurrido desde que se emite el pulso láser hasta que se recoge la radiación de backscattering permite conocer la distancia a la que se encontraban los centros de dispersión respecto de la fuente luminosa y, por tanto, elaborar perfiles resueltos en distancia de las propiedades ópticas de los aerosoles existentes en el camino recorrido por los pulsos láser. En concreto, mediante el proceso de inversión de la señal lidar se pueden obtener los coeficientes de backscatter $\beta_a(r, \lambda)$ y de extinción $\alpha_a(r, \lambda)$ característicos de los aerosoles detectados.

A partir del conocimiento de ambos coeficientes en varias longitudes de onda se pueden obtener otras propiedades ópticas relacionadas como son la lidar ratio y el exponente de Ångström.

La lidar ratio se define como la razón existente entre el coeficiente de extinción y el de backscatter. Es un parámetro intensivo y por tanto útil para caracterizar el tipo de aerosol porque proporciona información característica de éste independientemente de la concentración de aerosoles existentes en el estrato atmosférico analizado. La lidar ratio está condicionada por la forma, el tamaño, la composición química del aerosol e incluso por la humedad relativa del entorno en el que se encuentre. Por ello, esta variable puede tomar valores entre 20 y 100 sr dependiendo del tipo de aerosol estudiado. Dicho parámetro ha sido utilizado por diferentes autores tanto en estudios climatológicos del aerosol (Müller et al., 2005), como en estudios de carácter puntual o simulaciones (Ackermann, 1998).

El exponente de Ångström (Ångström, 1964) es otra variable intensiva que proporciona información relevante sobre el tipo de aerosol detectado. Matemáticamente el exponente de Ångström viene definido por la relación:

$$\frac{\alpha_{\lambda}}{\alpha_{\lambda_0}} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-a} \Rightarrow a = - \frac{\log \left(\frac{\alpha_{\lambda}}{\alpha_{\lambda_0}} \right)}{\log \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)} \quad (3.37)$$

Donde a representa el exponente de Ångström, λ y λ_0 son dos longitudes de onda de trabajo y α_{λ} , α_{λ_0} los coeficientes de extinción asociados. El exponente de Ångström depende principalmente de la distribución de tamaños del aerosol, de forma que la ecuación descrita relaciona el coeficiente de extinción con la longitud de onda. En la atmósfera se observa que el valor del exponente de Ångström adquiere valores comprendidos entre 0 y 4. Así, cuando el exponente de Ångström adquiere valores próximos a 0 es debido a la presencia mayoritaria de

partículas de gran tamaño y cuando este parámetro incrementa su valor es debido a que las partículas son cada vez más pequeñas. Los sistemas lidar multifrecuencia tienen la capacidad de proporcionar a partir del coeficiente de backscatter β un parámetro semejante al exponente de Ångström que es denominado β -exponente de Ångström (a_β). Este parámetro es también una magnitud intensiva y proporciona información parcialmente acerca del tamaño relativo del aerosol detectado.

$$a_\beta = - \frac{\log\left(\frac{\beta_\lambda}{\beta_{\lambda_0}}\right)}{\log\left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)} \quad (3.38)$$

3.5.- La capa límite planetaria

La capa límite planetaria (PBL según sus siglas en inglés, Planetary Boundary Layer) se define como aquella región más baja de la troposfera que está influenciada por la superficie del planeta (sólida y líquida) y que responde a forzamientos superficiales en tiempo de escala de una hora (Stull, 1988). Esta capa se forma por la interacción de la superficie terrestre sobre el aire atmosférico siendo en definitiva la región en donde se produce un intercambio de cantidad de movimiento, calor y masa.

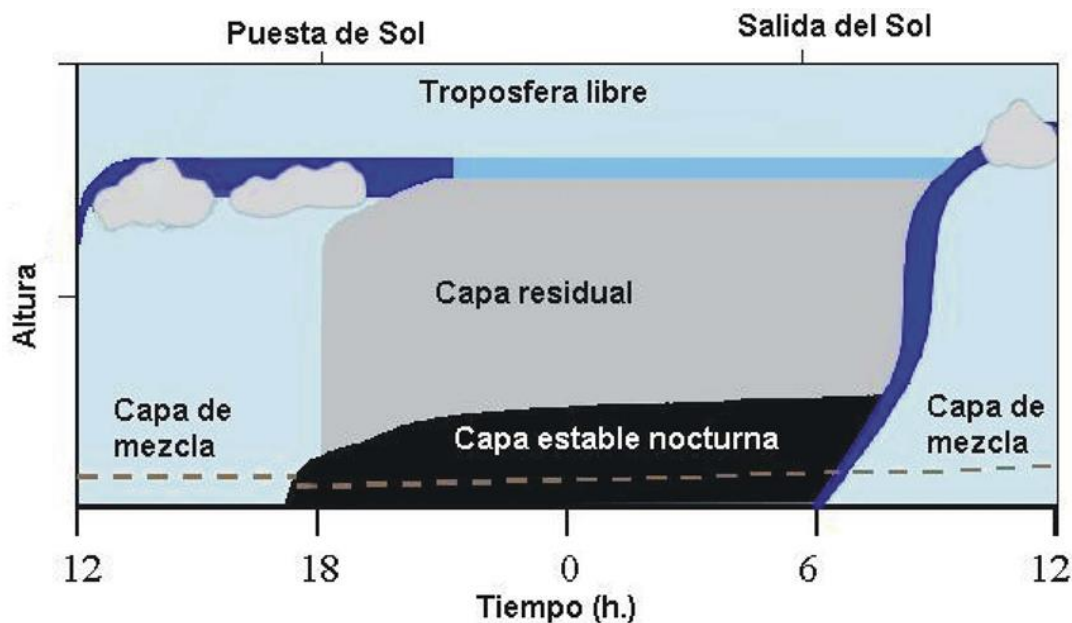


Figura 3.11. Esquema representativo de la evolución diaria de la capa límite planetaria (Stull, 1988).

La altura de la capa límite es un parámetro meteorológico de gran interés de estudio debido a las diferentes aplicaciones implementadas prácticas y/o teóricas. Esta variable es empleada en sistemas de predicción numérico, modelos climáticos (Seibert et al., 1998), o incluso en la predicción de la concentración de contaminantes. Los contaminantes emitidos por procesos naturales y antropogénicos quedan generalmente confinados dentro de la capa límite, de forma que las variaciones de su dimensión vertical regula la concentración de gases y aerosoles en las zonas de la atmósfera más próximas al suelo, observándose que cuando la altura de la PBL es baja suele existir un incremento de la densidad volumétrica de partículas a nivel superficial (Pérez et al. 2004). Por otra parte, como se explicará más adelante, los procesos atmosféricos de carácter turbulento, que rigen la dinámica de la capa límite durante el ciclo diario, son responsables de la aparición de nubes convectivas, que aparecen en la cima de la mencionada capa cuando las condiciones de humedad y la presencia de aerosoles son apropiadas. Desde un punto de vista climático, estas nubes de tipo bajo juegan un papel relevante, pues el forzamiento radiativo que se les atribuye es negativo, considerándose que el porcentaje de radiación de onda corta reflejada hacia el espacio exterior es superior a la proporción de radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre que previamente es absorbida.

Así, la altura de la PBL puede alcanzar desde unas decenas de metros hasta varios km sobre la superficie terrestre, mostrando una elevada variabilidad tanto en la escala espacial como en la temporal. Algunos de los factores que determinan dicho alcance son los ciclos diarios y nocturnos, la estación del año, la orografía y/o la situación meteorológica existente.

Hoy en día, existen diferentes metodologías que se emplean para abordar el estudio de la PBL. Alguno de los métodos más comunes incluyen la estimación del número de Richardson (Menut et al., 1999), inferido a partir de los perfiles de presión, temperatura y velocidad de viento proporcionado por las radiosondas. Sin embargo, este método está supeditado al registro de datos de la radiosonda, que se realiza de forma puntual a lo largo del día (0 y 12 h UTC³¹), y que por tanto, no permite una caracterización temporal continua del parámetro meteorológico objeto de estudio. Por el contrario, los sistemas de teledetección remota como pueda ser un lidar, sí tienen la capacidad para efectuar una monitorización continua, lo que les confiere una gran ventaja frente a otras metodologías de trabajo cuando se examina la PBL. En este caso, los aerosoles que se encuentran confinados dentro del mencionado estrato atmosférico sirven de trazadores y el comportamiento de su señal retrodispersada evaluada en la dimensión vertical permite estimar la altura de la PBL (Melfi et al., 1985). Asimismo, Renaut and Capitini (1988) sugieren que la distribución del contenido de vapor de agua también es un trazador completamente válido para aquellos análisis que tengan por objeto de estudio la PBL. Por ello,

³¹ UTC: acrónimo inglés de Universal Time Coordinated.

se ha estimado relevante en esta tesis evaluar de forma adicional la capacidad de la señal lidar de vapor de agua (relación de las señales Raman de backscatter de vapor de agua y de nitrógeno) para inferir la cota de la capa residual nocturna (coincidente con la altura de la PBL del periodo diurno previo), comparándose así las diferentes estimaciones que han considerado los aerosoles y el vapor de agua como trazadores.

La estructura de la capa límite no es simple y muestra significativas diferencias entre el día y la noche consecuencia de la inherente dinámica asociada a ambos estadíos. Durante el ciclo diurno y en condiciones ideales, se observan tres sub-capas principales, denominadas: capa superficial, capa de mezcla y capa de entrada, que conforman la capa límite planetaria. El calentamiento solar, ocasionado en los estratos troposféricos más cercanos a la superficie, produce penachos térmicos que se elevan adiabáticamente hasta alcanzar una altura en la que encuentran su equilibrio termodinámico, transportando aerosoles, humedad y calor. El movimiento del aire convectivo genera una intensa mezcla turbulenta y da lugar a la formación de la capa de mezcla. En dicho estrato atmosférico, los perfiles de temperatura potencial y humedad se mantienen prácticamente constantes en altura (Arya, 1988). Además, la convección proporciona las condiciones necesarias para la formación de nubes convectivas en la cima de esta sub-capa. Por debajo de la capa de mezcla, como consecuencia de la cizalla ocasionada por el viento y la superficie planetaria, se forma otra sub-capa que presenta una marcada inestabilidad, denominada capa superficial ("surface layer"). Asimismo, el estrato atmosférico superior situado estrictamente encima de la capa de mezcla es conocido como capa de entrada ("entrainment zone") y, presenta un perfil subadiabático que inhibe la turbulencia. De este modo, la capa de entrada ejerce de frontera entre la capa de mezcla y el tope de la capa límite planetaria. Inmediatamente por encima de la capa de entrada y por ende de la capa límite planetaria se encuentra la troposfera libre.

Así, cuando se emplea el sistema lidar para el estudio de la PBL, se observa que la señal retrodispersada es intensa a lo largo de toda la capa de mezcla, que por contra, es reducida en la capa de entrada y, se vuelve mucho más débil en la troposfera libre consecuencia de la ausencia de aerosoles. El análisis de la acentuada reducción de la señal lidar en la exploración de regiones atmosféricas con elevada carga de aerosoles y de otros estratos de aire limpio permiten inferir la altura de la capa de mezcla (Sicard et al., 2006) o como en este estudio la capa residual nocturna.

Durante el periodo nocturno, la PBL sufre una serie de cambios en su estructura. En estas circunstancias se observa una capa estable, localizada en el estrato atmosférico más próximo a la superficie terrestre, que se origina cuando el calentamiento solar finaliza y el enfriamiento

radiativo y la fricción superficial estabilizan la región más baja de la atmósfera. Inmediatamente encima de la capa estable se sitúa la capa residual, que surge a partir del remanente de la capa de mezcla formada durante el ciclo diurno. A diferencia de la capa de mezcla, la capa residual exhibe también una marcada estabilidad, aunque en ocasiones la advección de aire frío sobre la superficie terrestre caliente puede dar lugar a movimientos de carácter convectivo y a un buen grado de mezcla.

Por tanto, interpretar las señales registradas por el artefacto de teledetección, con objeto de identificar la altura de la capa residual nocturna, no es tarea sencilla, pues los sub-estratos atmosféricos que conforman dicha región atmosférica no presentan siempre un buen grado de mezcla, pudiendo discernirse diferentes estratos (Seibert et al., 2000).

3.6.- Dependencia de las propiedades ópticas del aerosol respecto de la humedad. Higroscopicidad

La cuantificación del efecto directo e indirecto del aerosol sobre el balance radiativo global es una tarea esencial para evaluar la influencia del aerosol atmosférico sobre el clima. Uno de los aspectos más relevantes que atañen a este estudio y que parcialmente se aborda en esta tesis es el cambio de las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol cuando éste es expuesto a diferentes condiciones de humedad relativa en la atmósfera. Aquellos aerosoles que por su naturaleza tienen afinidad por el agua (higroscopicidad) son capaces de captar moléculas de agua cuando las condiciones de humedad atmosférica son elevadas y en consecuencia pueden experimentar un aumento notable en su tamaño.

Este cambio de dimensiones del aerosol se puede cuantificar mediante el denominado factor de crecimiento higroscópico definido de la siguiente manera:

$$C(HR) = \frac{D(HR)}{D_{seco}} \quad (3.39)$$

en donde $C(HR)$ es el factor de crecimiento higroscópico a una humedad relativa HR , D_{seco} es el diámetro del aerosol "seco" medido en condiciones de humedad relativa inferior al 40% y $D(HR)$ es el diámetro del aerosol a la humedad relativa HR (Seinfeld and Pandis, 1998).

Sin embargo, la caracterización higroscópica del aerosol no siempre es posible realizarla a partir de las variaciones experimentadas en su tamaño. Por ello, el comportamiento higroscópico del

aerosol ha sido también estudiado a partir de los cambios experimentados en otras propiedades como son el coeficiente de extinción o de dispersión (Zieger et al., 2013). Un incremento de la humedad relativa del aire ambiente, puede ocasionar aparte de un incremento del tamaño del aerosol explorado, cambios en su índice de refracción, variaciones del coeficiente de backscatter y/o cambios en el coeficiente de extinción, siempre y cuando, la composición química del aerosol facilite la captación de agua existente en la atmósfera en que se halla (Tang and Munkelwitz, 1993). Cuando la caracterización higroscópica del aerosol se realiza a partir de una de sus propiedades distinta a la del diámetro, se habla entonces de factor de "realce o intensificación", en inglés enhancement factor. Dicho factor se define según la relación siguiente:

$$f_{\xi}(HR) = \frac{\xi(HR)}{\xi_{seco}} \quad (3.40)$$

en donde análogamente $f_{\xi}(HR)$ es el enhancement factor experimentado a la humedad relativa HR , ξ_{seco} es la propiedad del aerosol atmosférico evaluada en condiciones de humedad relativa inferior al 40% y ξ es la propiedad del aerosol atmosférico observada (distinta del diámetro) a la humedad HR .

En general, el crecimiento higroscópico que se produce como consecuencia de la interacción entre los aerosoles o los potenciales núcleos de condensación y el vapor de agua puede ser descrita por la teoría de Köhler. Ésta describe la situación de equilibrio termodinámico entre las fases vapor y líquida y que se aplica a partículas solubles y líquidas. En este punto, fenómenos como la deliquesencia y la eflorescencia deben ser considerados. De este modo, aquellos aerosoles de naturaleza higroscópica capaces de disolverse en agua presentan una cierta humedad relativa HR a la cual el aerosol o soluto comienza a disolverse, denominándose este punto humedad relativa de deliquesencia. Un incremento de la humedad relativa ocasionará la captación de agua de acuerdo al equilibrio termodinámico descrito por Köhler, al igual que un descenso de la humedad relativa producirá una evaporación de la gotita de disolución acuosa. Sin embargo, el cambio de fase de líquido a sólido causado por una disminución de la humedad relativa del entorno, no sucede a la humedad relativa de deliquesencia, sino que la gotita de disolución se mantiene en un estado sobresaturado hasta que se produce de nuevo la cristalización a la humedad relativa de eflorescencia, que suele ser significativamente inferior a la humedad relativa de deliquesencia (Seinfeld and Pandis, 1998). Este fenómeno de histéresis que explica la cinética de nucleación es descrito en el siguiente gráfico:

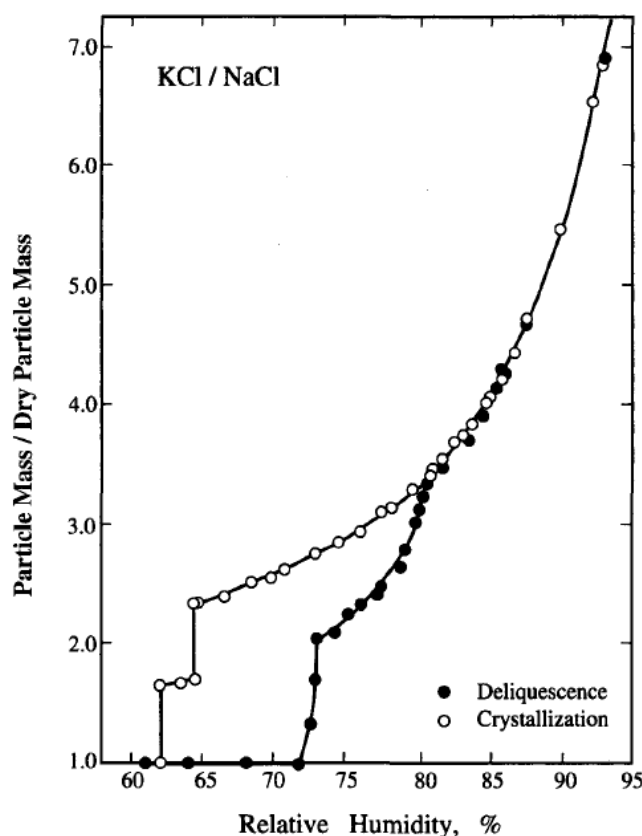


Figura 3.12. Diagrama del crecimiento higroscópico y evaporación experimentado por una partícula de naturaleza salina compuesta inicialmente por un 66% en masa de KCl y 34% de NaCl (Senfield and Pandis, 1998).

No obstante, en la naturaleza, la humedad relativa de deliquescencia de un aerosol heterogéneo puede ser significativamente baja o incluso no llegar a observarse si está mezclada con otros componentes. Del mismo modo, la humedad relativa de eflorescencia podría alcanzarse para humedades relativas superiores (cuando se compara con la sustancia pura soluble) si la sustancia está compuesta de otras sustancias insolubles.

En cuanto a las variaciones experimentadas en las propiedades ópticas del aerosol por un proceso de crecimiento higroscópico, éstas se detallan a continuación. A medida que la humedad relativa del entorno se incrementa, los aerosoles de naturaleza higroscópica experimentan una reducción del índice de refracción tanto de la parte real como de la imaginaria (Hänel, 1976) (ver figura 3.13). Este suceso sugeriría una disminución del coeficiente de backscatter y de extinción del aerosol según la humedad relativa se incrementase. Sin embargo, la dispersión es una función dependiente no solo del índice de refracción sino también del tamaño. Así, el incremento acusado en el tamaño por un aumento de la humedad relativa es suficiente para contrarrestar la disminución del índice de refracción, de forma que en términos generales, el factor tamaño es dominante, dando lugar a que un aumento de la humedad relativa del ambiente ocasione un incremento en el coeficiente de backscatter del aerosol y, por tanto, del coeficiente de extinción.

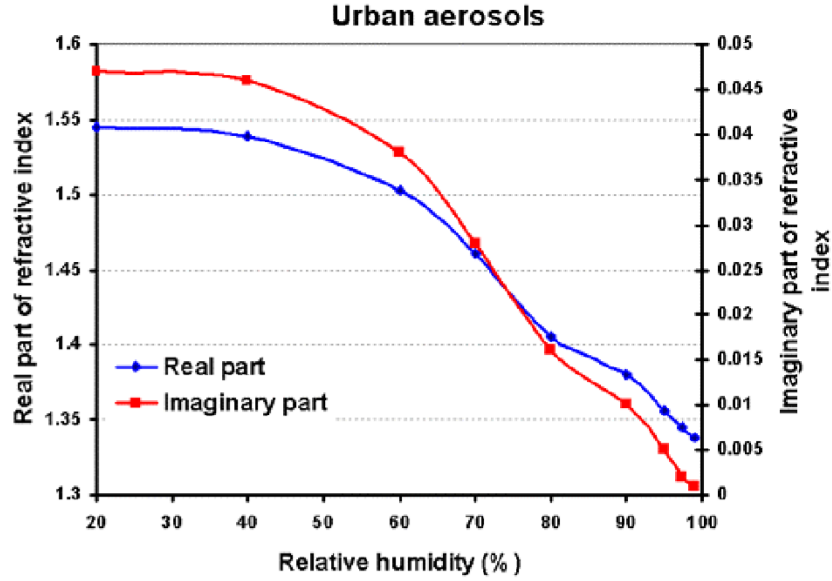


Figura 3.12. Variación del índice de refracción del aerosol urbano en función de la humedad relativa, medido en Mainz, Alemania en 1970 (adaptado de Hänel, 1976).

Este efecto fenómeno fue ya identificado por MacKinnon (1969) y en su trabajo describe los efectos ocasionados por las fluctuaciones de humedad relativa inherente a los ciclos diurnos-nocturnos sobre las observaciones de teledetección remota de la PBL. Las variaciones abruptas de la humedad relativa originaban incrementos significativos en la señal lidar de backscatter en escalas temporales cortas. Posteriormente, diferentes autores (Ferrare et al., 1998; Veselovskii et al., 2009) han caracterizado satisfactoriamente y en más profundidad el fenómeno descrito por MacKinnon.

A partir de las consideraciones teóricas y evidencias observacionales, Hänel (1976) propuso un modelo simple que describía el crecimiento del aerosol en función de la humedad relativa y que se expresa del siguiente modo:

$$\frac{r}{r_0} \approx \left(1 + \frac{\rho_0}{\rho_w} \mu(HR) \frac{HR}{1 - HR} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (3.41)$$

donde HR es la humedad relativa, r y r_0 son respectivamente el radio del aerosol a la humedad relativa HR y el radio del aerosol seco, ρ_0 y ρ_w las densidades del aerosol seco y del agua pura y $\mu(HR)$ es el coeficiente lineal de incremento de masa del aerosol que depende de la composición química del aerosol. Sin embargo, y a excepción de los experimentos realizados en laboratorio, la mayoría de los estudios que abordan el fenómeno expuesto no disponen de información acerca de todas las variables sugeridas por Hänel. Desde entonces diversos trabajos (Hegg et al.,

1993b; Feingold and Grund, 1994; Im et al., 2001; Veselovskii et al., 2009) han proporcionado diferentes ecuaciones paramétricas que reproducen el crecimiento higroscópico descrito por el modelo de Hänel. Las aproximaciones empíricas que se han aplicado en el ejercicio de esta tesis para reproducir la curva que detalla el factor de "realce o intensificación" están particularizadas para el coeficiente de backscatter (f_{β}) y son las siguientes:

$$f_{\beta}(HR) = \left(\frac{1 - HR}{1 - HR_{ref}} \right)^{-\gamma} \quad (3.42)$$

$$f_{\beta}(HR) = a(1 - HR)^{-b} \quad (3.43)$$

donde HR y HR_{ref} son la humedad relativa ambiente y la humedad relativa de referencia; a , b y γ son los parámetros empíricos que definen el fenómeno higroscópico observado.



A día de hoy existen diversas redes de sistemas lidar a nivel mundial y EARLINET sigue siendo la referencia en Europa. El primer objetivo de esta red fue y es caracterizar experimentalmente el aerosol atmosférico continental, estableciendo una base de datos de su distribución horizontal, vertical y temporal para elaborar una primera climatología de aerosoles a nivel europeo.

Después de obtener, depurar, procesar los datos obtenidos en las distintas estaciones de la red, EARLINET organiza los resultados en una compleja base de datos y aborda el estudio de las distintas propiedades del aerosol para determinar sus implicaciones climáticas (Bösenberg et al., 2003). Esta tesis se enmarca en este contexto puesto que una de esas propiedades de gran interés es el comportamiento higroscópico del aerosol atmosférico y del que se deriva la interacción aerosol-nube. Además del estudio climatológico del aerosol, EARLINET también se ocupa del seguimiento y la investigación de un amplio abanico de fenómenos muy interesantes de alcance continental, como son las intrusiones en Europa de nubes de polvo mineral procedentes de África, los procesos de transporte de ceniza producida en erupciones volcánicas (Revuelta et al, 2012, Guerrero-Rascado et al., 2012) o de incendios forestales a gran escala.

De este modo, EARLINET ha establecido un protocolo de medidas regulares para todas las estaciones con la finalidad de obtener un conjunto significativo de datos de distribuciones espacio-temporales de aerosoles sobre Europa. Este protocolo de actuación supone efectuar mediciones (con una duración mínima cada una de ellas de al menos media hora) durante los días: Lunes (14h solar local \pm 1h y en la puesta de sol con una horquilla de hasta 2 horas antes y 3 horas después de la misma) y Jueves (en la puesta de sol con una horquilla de hasta 2 horas antes y 3 horas después de la misma) a lo largo de todo el año. De forma adicional, todas las estaciones pertenecientes a la red adquirieron el compromiso de realizar medidas lidar cuando tuviese lugar algún evento especial (erupciones, intrusiones, etc.) para poder caracterizar a nivel de red tales fenómenos (Sicard et al., 2015), así como participar en un programa de validación y seguimiento de la operación del lidar espacial CALIOP³² a bordo del satélite CALIPSO³³, misión franco-americana (NASA-CNES³⁴) iniciada en 2006.

Sin embargo, la heterogeneidad de los equipos lidar que componen esta red planteó la necesidad de evaluar las prestaciones y el rango útil de cada sistema para poder alcanzar una mínima homogeneización y estandarización de los resultados. Ello asegura un nivel común de calidad y permite que los resultados ofrecidos por las distintas estaciones puedan ser analizados conjuntamente. Estas actividades de implantación de un sistema de calidad en la red

³² CALIOP: acrónimo inglés de Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization.

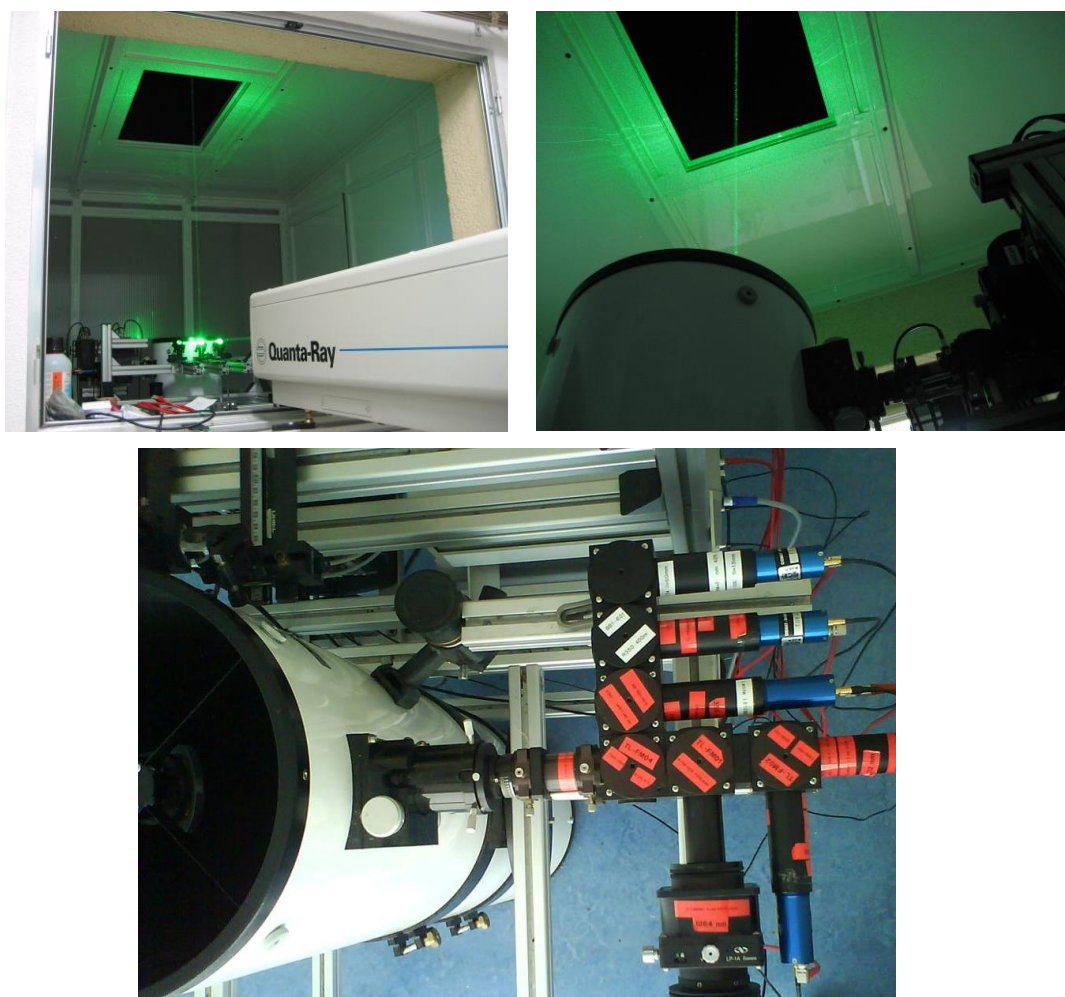
³³ CALIPSO: acrónimo inglés de Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations.

³⁴ CNES: acrónimo francés de Centre National d'Études Spatiales.

se desarrollaron en el marco del proyecto EARLINET-ASOS³⁵, financiado por el 6º Programa Marco EU. De este modo se desarrollaron herramientas y metodologías para analizar y garantizar la exactitud y la estabilidad temporal de los sistemas lidar de la Red, así como certificar la corrección de los diferentes programas de procesamiento y análisis de datos utilizados en las distintas estaciones. Dentro de este marco, los ejercicios de intercomparación de instrumentos y el cumplimiento de los tests de calidad son objetivos ineludibles para todas las estaciones pertenecientes a la Red. La página web www.earlinet.org incluye más información detallada sobre la red EARLINET.

4.2.- Instrumentos lidar utilizados

- LIDAR MADRID-CIEMAT



4.2. Fuente láser, telescopio y bloque óptico de colección/detección de luz del instrumento lidar de la estación del CIEMAT (Madrid).

³⁵ ASOS: acrónimo inglés de Advanced Sustainable Observation System.



4.3. Fotografía del exterior de la estación lidar del CIEMAT (Madrid) efectuada durante una medición de carácter nocturna

La estación lidar de Madrid está situada en las instalaciones de CIEMAT en Madrid (40.45°N, 3.73°W, 663 m sobre el nivel del mar) y presenta una configuración estática biaxial. Dicha configuración está conformada por dos ejes, el definido por el láser y el definido por el telescopio, disponiéndose ambos paralelamente de forma muy próxima.

El sistema lidar consta de los siguientes elementos:

-Láser: Es el dispositivo encargado de generar el pulso de luz que posteriormente interacciona con la atmósfera. El láser pulsado es de Nd:YAG, modelo Lab-130-70 Spectra Physics y emite pulsos en tres longitudes de onda: 1064, 532 y 355 nm. La emisión fundamental se producen en 1064 nm (infrarrojo), mientras que las otras dos corresponden a sus armónicos secundarios y terciarios (visible y ultravioleta respectivamente), generados por fenómenos de óptica no lineal mediante el generador de armónicos compuesto por cristales KDP (dihidrógeno fosfato de potasio). La energía y duración de los tres tipos de pulsos son:

Longitud de onda	Energía del pulso	Duración
$\lambda = 1064 \text{ nm}$	0,7 J/pulso	8-12 ns
$\lambda = 532 \text{ nm}$	0,325 J/pulso	6-10 ns
$\lambda = 355 \text{ nm}$	0,175 J/pulso	5-9 ns

Esta fuente láser tiene una frecuencia de disparo de pulsos en las tres longitudes de ondas de 30 Hz y está refrigerada por agua.

Por último, el sistema de emisión de este lidar cuenta con tres espejos reflectores independientes (específicos para cada longitud de onda) que se encargan de dirigir verticalmente los pulsos láser hacia la atmósfera.

-Telescopio: Es el receptor óptico encargado de recoger la radiación de backscattering y de focalizarla en la entrada del bloque óptico para su detección y posterior análisis. El telescopio es de tipo newtoniano, modelo Orion-Optics Dobson 2007, con un diámetro de apertura de 300 mm y una longitud focal de 1200 mm.

-Espejos dicróicos: Son elementos ópticos con alta reflectividad en una determinada longitud de onda de interés y máxima transmisión en el resto del espectro. Su cometido es separar el flujo radiativo discriminando la luz correspondiente a las diferentes longitudes de onda a medir. Actualmente el lidar del CIEMAT cuenta con tres canales de dispersión elástica (1064, 532 y 355 nm) y tres de dispersión inelástica (607 y 387 nm, correspondientes a transiciones Raman del nitrógeno para 532 y 355 nm respectivamente y 407 nm, correspondiente a una transición Raman del vapor de agua para 355 nm).

-Filtros interferenciales: Son filtros ópticos paso banda con gran selectividad en λ . El ancho de banda completo en la mitad del máximo (conocido en inglés como “fwhm”, full width at half maximum) para cada canal de detección es:

Longitud de onda	Ancho de banda	Longitud de onda	Ancho de banda
$\lambda = 355 \text{ nm}$ \longrightarrow	1,3 nm	$\lambda = 387 \text{ nm}$ \longrightarrow	2 nm
$\lambda = 532 \text{ nm}$ \longrightarrow	1,3 nm	$\lambda = 407 \text{ nm}$ \longrightarrow	3 nm
$\lambda = 1064 \text{ nm}$ \longrightarrow	4 nm	$\lambda = 607 \text{ nm}$ \longrightarrow	0,96 nm

-Sistema de detección: La adquisición de la señal se realiza mediante tubos fotomultiplicadores (PMT³⁶, de la familia R7400 y R9880) y un fotodiodo de silicio de avalancha (APD³⁷). Éste último se utiliza para la detección de la radiación infrarroja (1064 nm). El resto de las longitudes de onda se detectan con los tubos fotomultiplicadores.

³⁶ PMT: acrónimo inglés de PhotoMultiplier Tubes.

³⁷ APD: acrónimo inglés de Avalanche PhotoDiode.

-Sistema de registro y almacenamiento de datos: El equipo presenta un sistema únicamente analógico, conformado por las tarjetas-Alazar Tech ATS460, y destinado a la detección de señales elásticas: 1064, 532 y 355 nm, a una razón de 20 MS/s (seleccionable entre 125 MS/s – 10kS/s. Por otra parte, se dispone de un sistema de digitalización modular de la marca Licel TR-40-80 que tiene capacidad para efectuar la detección de señales en modo analógico y otro en conteo de fotones. Este sistema de digitalización (Licel) se utiliza para llevar a cabo la detección de las señales inelásticas Raman: 387, 407 y 607 nm. El modo analógico proporciona un muestreo a razón de 40MS/s, mientras que el conteo de fotones tiene una resolución de 25 ns, pudiendo discernir eventos hasta una frecuencia de 250 MHz.

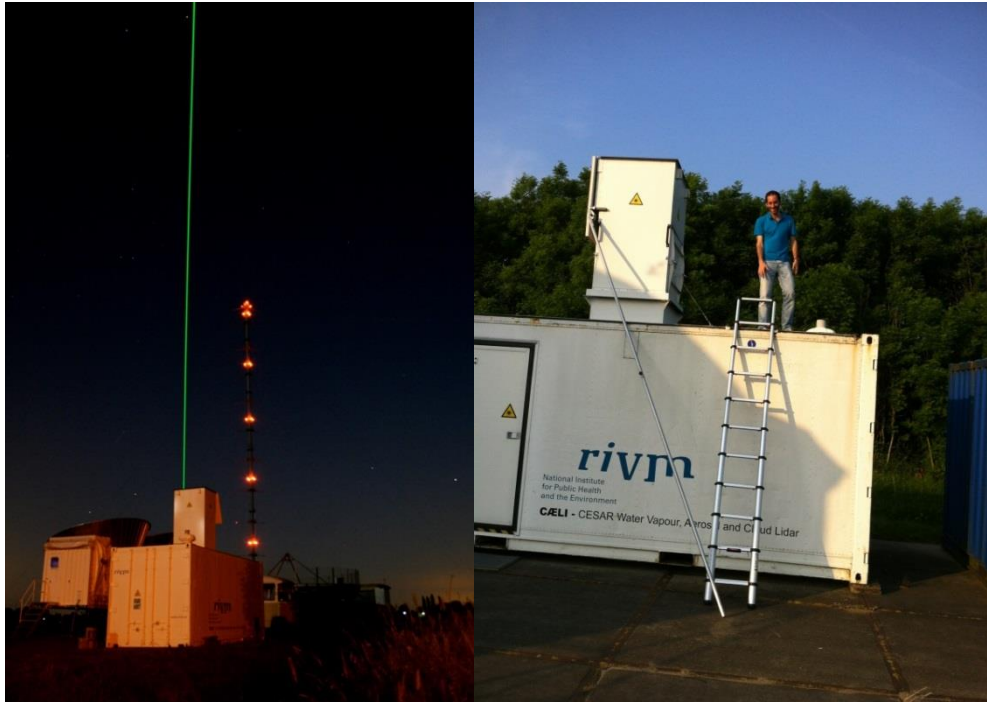
Antes del inicio de esta tesis el sistema lidar del CIEMAT era un sistema 3+2, es decir, estaba únicamente conformado por las tres líneas de detección del backscattering elástico y las dos líneas del backscattering inelástico del Raman del nitrógeno. Durante la fase inicial de este trabajo se implementó el tercer canal Raman, correspondiente al vapor de agua, con el objeto de poder abordar el estudio de la distribución vertical del contenido de vapor de agua en la atmósfera. Para ello se instalaron los espejos dicróicos necesarios, el filtro interferencial, el tubo fotomultiplicador y el módulo de detección correspondiente en la nueva línea de detección. Con este nuevo canal, el sistema quedó configurado como un equipo 3+2+1, pudiendo proporcionar perfiles verticales del coeficiente de backscatter en 3 longitudes de onda, del coeficiente de extinción en 2 longitudes de onda y por último del contenido de vapor de agua atmosférico (razón de mezcla).

- LIDAR CAELI (KNMI³⁸)

El sistema lidar CAELI del KNMI está instalado en la estación experimental CESAR ubicada en la localidad holandesa de Cabauw (51°58'N, 4°56'E). Esta estación lidar también está integrada en EARLINET. La mención de este equipo se debe a que a lo largo de dos meses durante la fase experimental de esta tesis, se efectuaron mediciones lidar en la estación de CESAR, así como el procesamiento de una serie de datos lidar considerados de interés para el estudio abordado en esta tesis que serán expuestos en la sección dedicada a los resultados. La estación lidar de Cabauw ha sido un referente para muchas estaciones lidar que conforman la red EARLINET y la configuración del instrumento CAELI corresponde a un sistema 3+2+1. En este sentido, cuenta con la misma configuración que la estación lidar de Madrid-CIEMAT. No obstante, la estación lidar de CESAR tiene además implementada una línea adicional de depolarización en el canal 532 nm que permite la distinción de la esfericidad de los aerosoles detectados. Asimismo, presenta detalles técnicos y logísticos con prestaciones superiores a otras estaciones

³⁸ KNMI: acrónimo neerlandés de Koninklijk Nederlands Instituut Meteorologisch.

como por ejemplo el hecho de que todas sus líneas de detección estén dobladas, tanto para el rango cercano como para el rango lejano de detección, con el objeto de proporcionar una monitorización más exacta. Una caracterización más detallada de la estación lidar de Cabauw puede ser encontrada en Apituley et al. (2009).



4.4. Fotografías del exterior del lidar CAELI instalado en la estación CESAR (Holanda).



4.5. Fotografías del interior del lidar CAELI instalado en la estación CESAR (Holanda).

4.3.- La torre meteorológica del CIEMAT

La información meteorológica de superficie utilizada a lo largo de la tesis doctoral se ha obtenido de la estación meteorológica oficial del CIEMAT que se encuentra situada en la zona noreste del recinto ocupado por las instalaciones del CIEMAT. Esta torre meteorológica se encuentra a 70 m de la estación lidar. Los diferentes sensores meteorológicos están instalados en 4 niveles de monitorización a lo largo de los 52 m de altura de la torre.

En el nivel 0 situado en la base de la torre (663 m sobre el nivel del mar) se cuenta con un sensor de presión (600-1100 mb).

En el nivel 1 situado a 4 m sobre el nivel 0 se mide temperatura y humedad relativa con rangos de medida respectivos de $-50 - 60^{\circ}\text{C}$ y $0 - 100\%$.

En el nivel 2 está instalado un pluviómetro con una resolución de 1 mm y un piranómetro para medir la irradiancia solar (directa + difusa) en un intervalo operativo de $0 - 1400 \text{ W m}^{-2}$. Este nivel de observación está localizado a 31 m sobre la superficie terrestre.

En el nivel 3 situado a 52 m de la base, está instalado el sensor de dirección y velocidad del viento ($0 - 360^{\circ}$ y $0 - 40 \text{ m s}^{-1}$) y un segundo sensor de temperatura similar al instalado en el nivel 1.

Las observaciones meteorológicas son registradas en todos los niveles con un nivel de resolución de 10 segundos, aunque el almacenamiento de dichos datos se produce cada 10 minutos, de forma que los datos meteorológicos proporcionados por la torre meteorológica del CIEMAT son promedios diezminutales.

La instrumentación meteorológica descrita está sujeta a un programa de calibraciones semestrales. De esta forma, los sensores meteorológicos son revisados y calibrados cada año durante los meses de junio y diciembre según el protocolo de control de calidad establecido por el CSN³⁹ que deben seguir las estaciones meteorológicas de las instalaciones nucleares para la elaboración de los planes de vigilancia radiológica.

³⁹ CSN: acrónimo de Consejo de Seguridad Nuclear.

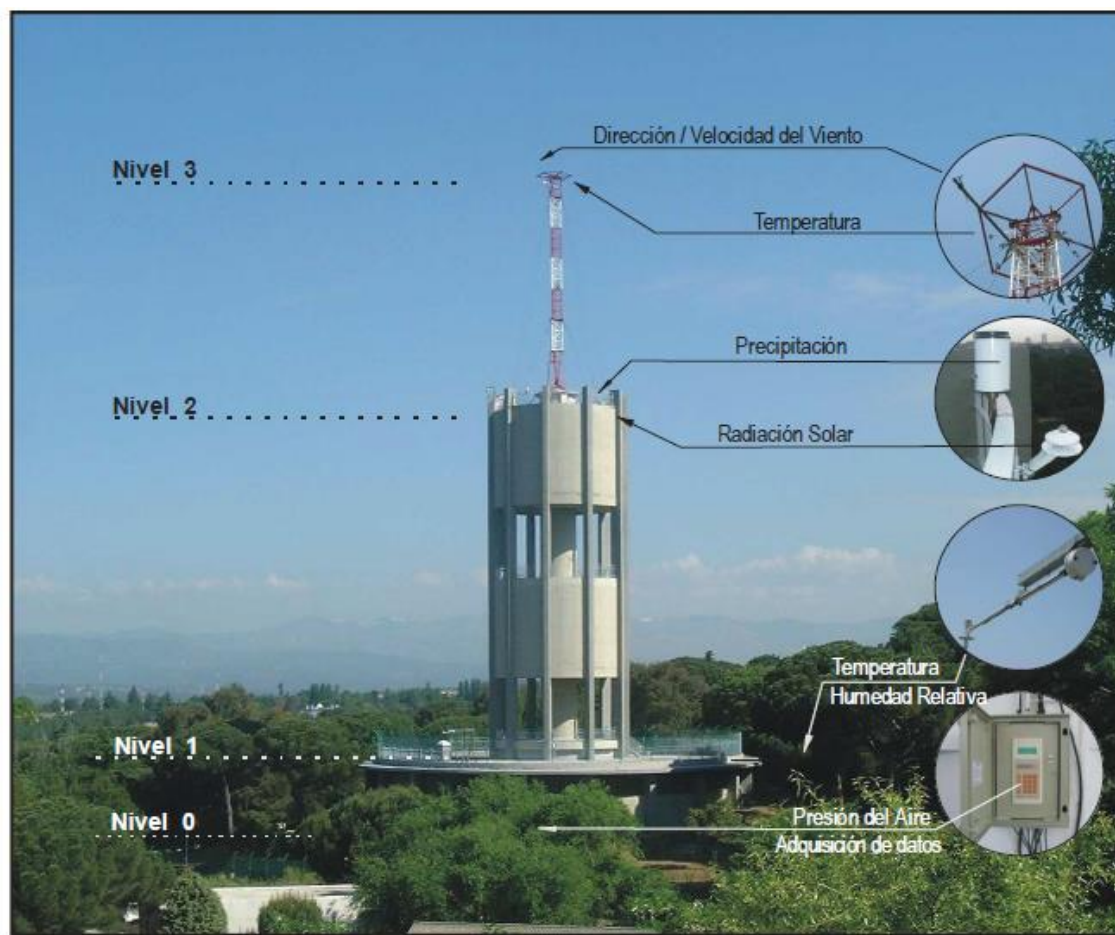


Figura 4.6. Diagrama esquemático de la torre meteorológica del CIEMAT junto con los diferentes sensores meteorológicos que la conforman.

4.4.- Radiosondas de la AEMET

Los perfiles verticales de los parámetros meteorológicos existentes sobre el área de estudio se han obtenido a partir de los radiosondeos de la AEMET⁴⁰ realizados desde el aeropuerto de Barajas (Madrid) (40.50°N, 3.58°W y 631 m sobre el nivel del mar) situado a una distancia de 13.5 km al noreste de la estación lidar del CIEMAT-Madrid. La rutina de lanzamiento de radiosondas en Barajas incluye dos sondeos todos los días del año a las 00h y 12h UTC y de forma no regular otro más a las 18h UTC.

El modelo de radiosonda empleada es la RS92-SGP de la marca Vaisala, con dimensiones 220 x 80 x 75 mm y que opera en la banda de 402-403 MHz para la transmisión y recepción digital de los datos meteorológicos adquiridos. La radiosonda dispone de los sensores PTU (presión, temperatura y humedad) que son calibrados mediante la máquina de calibración CAL-4. Los

⁴⁰ AEMET: acrónimo de Agencia Estatal de METeorología.

niveles de incertidumbre de las medidas que ofrecen estos tres sensores meteorológicos son de 0.5°C, 5%HR y 1hPa. También dispone de un receptor GPS⁴¹ de correlación de código que permite obtener la ubicación de la radiosonda en cada instante, así como la estimación de la velocidad del viento en la componente horizontal (inferida a partir de la deriva de la radiosonda). La incertidumbre asociada a la estimación de la velocidad horizontal de viento es de 0.15 m/s, así como 2° de incertidumbre para la dirección horizontal de viento. La altura mínima de ruptura media del globo es de 29 km, de forma que el estrato atmosférico del cual se requieren datos meteorológicos queda perfectamente cubierto.

4.5.- Fotómetro solar CIMEL 318-A de la AEMET

Como complemento importante a las medidas lidar de aerosoles sobre Madrid se han utilizado los datos producidos por el fotómetro solar CIMEL Electronique 318-A que la AEMET tiene en su sede central de la Ciudad Universitaria a unos 500 m del emplazamiento de la estación lidar del CIEMAT. Dicho instrumento está integrado en la red AERONET⁴² (Holben et al., 1998), que agrupa a diversas redes de teledetección remota pasiva de aerosoles instaladas a nivel de superficie terrestre en todo el mundo y que fue establecida por la NASA y PHOTONS⁴³. AERONET tiene por objetivo proporcionar una base de datos continua de propiedades ópticas, radiativas, microfísicas de la columna del aerosol atmosférico para su investigación y caracterización a escala climática. AERONET establece los procedimientos de calibración, estandarización y procesamiento de los instrumentos que conforman esta red de observación.



Figura 4.7. Fotómetro solar CIMEL Electronique 318-A instalado en la AEMET.

⁴¹ GPS: acrónimo inglés de Global Positioning System.

⁴² AERONET: acrónimo inglés de AErosol RObotic NETwork.

⁴³ PHOTONS: acrónimo francés de PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire.

El CIMEL Electronique 318-A está conformado por una cabeza detectora unida por su base a un robot de 40 cm de dimensión vertical que de manera automática y regular apunta su cabeza detectora directamente al Sol o a diferentes puntos del cielo en varias secuencias de medida programada. La cabeza detectora incorpora dos colimadores de 25 cm que permiten recoger la luz sobre dos fotodiodos de silicio al objeto de medir la radiancia del cielo y la radiación directa del Sol. El sistema de detección incluye también ocho filtros interferenciales en las longitudes de onda de 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 y 1200 nm, de forma que, a excepción del canal 940 nm cuyo objeto de estudio es el vapor de agua atmosférico, el resto de los canales del sistema de teledetección pasivo tiene por finalidad la observación y monitorización del aerosol atmosférico.

El robot dirige la cabeza del sensor en las direcciones cenitales y azimutales. De esta forma, la cabeza detectora es dirigida hacia el Sol en función de la hora y coordenadas del lugar. La medición de la radiación directa solar se efectúa a partir de tres observaciones con una duración de 10 segundos cada una con un intervalo de separación entre observaciones de 30 segundos. La medición de la radiancia del cielo se ejecuta a partir de las observaciones de almucantar y de plano principal. Este instrumento dispone de un sistema de adquisición de datos que almacena y descarga los datos diariamente de acuerdo al protocolo de actuación establecido por AERONET. El procesamiento de los datos de cada estación de la red se realizan en el Centro Goddard de la NASA y los productos relacionados con propiedades ópticas de los aerosoles (distribución de tamaños, albedo de dispersión simple, funciones de fase e índice de refracción complejo) obtenidos a partir de las inversiones de las medidas de radiancia son colgados en abierto en la web oficial (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

4.6.- El emplazamiento de la estación lidar de Madrid-CIEMAT

La estación lidar instalada en el CIEMAT a 663 m sobre el nivel del mar, está localizada a las afueras de la región noroeste de la ciudad de Madrid. La capital de España se encuentra situada en el centro de la península Ibérica a unos 50-60 km al sur del Sistema Central y está rodeada por una corona metropolitana bastante poblada en una cuenca aérea amplia y abierta.

En conjunto, la población total de La Comunidad de Madrid supera los 6 millones de habitantes con una flota de vehículos que asciende a casi 3 millones de unidades (Artíñano et al., 2003). La actividad industrial está basada principalmente en la industria ligera, por lo que el tráfico, los sistemas de calefacción residenciales y comerciales, y algunas industrias puntuales son las fuentes de las emisiones contaminantes antropogénicas dominantes (combustión de gasolinas,

gasóleos, gas natural y de algunas calderas de carbón) halladas en la atmósfera de Madrid especialmente durante el periodo invernal (Plaza et al., 2011). De acuerdo a estas consideraciones el emplazamiento experimental es considerado de fondo urbano (Salvador et al., 2004).

La climatología del enclave de estudio, según la clasificación de Köppen, corresponde al tipo mediterráneo continental, característico de regiones situadas en latitudes que van desde los 30° a 45°N, y cuyas masas típicas de aire tienen procedencia marítima tropical, marítima polar o continental. La circulación general atmosférica explica perfectamente el régimen de precipitaciones y temperaturas de la región de estudio experimental, donde las variaciones del frente polar y de las altas presiones subtropicales son los principales factores que determinan tales regímenes. El predominio del frente polar durante invierno, otoño y primavera favorece la entrada de masas de aire occidentales sobre la península que dejan un mayor número de precipitaciones en los meses otoñales y primaverales. Por contrario, el desplazamiento de las altas presiones subtropicales hacia el norte durante el verano impide la entrada de frentes polares, ocasionando que los periodos estivales sean calurosos y secos (Cuadrat y Pita, 1997).

La cordillera del Sistema Central situada al noroeste de la zona de estudio atenúa la entrada de las masas de aire de origen atlántico del mismo modo que el sistema Ibérico hace lo propio con la entrada de masas de aire de origen mediterráneo. En definitiva el resultado es que esta región cuenta con un clima más seco y un régimen de temperaturas más extremo que el típico de una región mediterránea.

Por otra parte, la circulación atmosférica mesoescalar y local explica la ocurrencia de episodios de estancamiento meteorológico en el emplazamiento de estudio. En efecto, el asentamiento durante el invierno de anticiclones en superficie, comúnmente denominados altas térmicas, provoca la subsidencia de aire frío procedente de estratos atmosféricos superiores, dificulta el desarrollo de nubes bajas y precipitaciones e induce una estabilidad atmosférica que puede generar inversiones térmicas normalmente de tipo radiativo a escala local. Dicha situación ocasiona eventos de alta contaminación atmosférica debido a la mala dispersión del material particulado y gases contaminantes, que por otra parte es detectable con la técnica lidar al presentar la capa límite planetaria un espesor reducido pero de alta turbidez. Por otra parte, la aparición durante el verano de centros de bajas presiones en superficie o bajas térmicas, produce convergencia de aire en superficie y ascenso de dichas masas que a su vez favorecen procesos de nucleación, lavado de aerosoles, así como el desarrollo de tormentas a nivel regional (Pujadas, 2002; Alonso-Blanco, 2013).

Finalmente, debe citarse fenómenos de no menor importancia, como son las intrusiones de polvo sahariano (Salvador et al., 2013) y la ocurrencia de incendios forestales (Fernández et al., 2014) que suceden ocasional y especialmente durante el verano, así como el efecto de la isla de calor urbana. Los dos primeros aportan una carga elevada de aerosoles y cuando esas masas de aire alcanzan el área en donde se encuentra la estación lidar se pueden observar aumentos del espesor óptico de aerosoles. Respecto al efecto de la isla de calor urbana, el calentamiento desigual experimentado entre el núcleo urbano y la periferia o entornos de carácter más rural produce una célula convectiva especialmente intensa durante las noches (Yagüe et al., 1991). En esta situación, la brisa de campo suele advectar los contaminantes emitidos por la industria que se halla en la periferia y los introduce en el núcleo urbano, aunque este aporte no suele ser muy significativo dado el tipo de tejido industrial instalado en la periferia del núcleo urbano madrileño, sin embargo, los contaminantes generados en la ciudad son inyectados en altura por efecto de la isla térmica (Pujadas 2002).

5. Metodología

La metodología que presenta este capítulo se divide en tres bloques. En primer lugar, se describe el procesamiento previo de los datos que es necesario realizar antes de aplicar cualquier algoritmo sobre las señales lidar obtenidas.

A continuación, se exponen los diferentes tests de control que deben ser efectuados en cada una de las estaciones lidar pertenecientes a la red EARLINET y por consiguiente en la estación lidar de Madrid-CIEMAT. Estos procedimientos de control han sido desarrollados en el contexto del proyecto EARLINET-ASOS (Freudenthaler, 2010) y deben ser reportados al menos una vez al año. La finalidad de los tests de control es proporcionar información sobre el comportamiento de los diferentes elementos que componen el lidar durante el proceso de medición, garantizar un nivel común de calidad de los datos proporcionados y por tanto permitir la comparación de los resultados obtenidos entre las distintas estaciones lidar que conforman la red EARLINET.

En tercer lugar, los algoritmos empleados en la obtención de los resultados y/o productos lidar a partir de las señales adquiridas son detalladamente explicados.

5.1.- Pre-procesamiento de datos

5.1.1.- Corrección de tiempo muerto

Esta corrección se aplica cuando el sistema de detección está en modo de conteo de fotones. El conteo de fotones de los tubos fotomultiplicadores presenta un comportamiento no lineal cuando al detector llegan muchos fotones al mismo tiempo. Por ello, esta corrección es necesaria debido a que el detector necesita de un lapso de tiempo para distinguir individualmente entre la llegada de un fotón y el siguiente. Este intervalo de tiempo es conocido como tiempo muerto.

En un sistema de detección no paralizante el tiempo muerto es fijo y su corrección viene definida por la relación $S = N/(1 - N \tau)$, siendo S el número de fotones real, N el número de fotones medido y τ el tiempo muerto (<http://www.licel.com/analogpc.pdf>).

5.1.2.- Señal de fondo

El sistema de detección está diseñado para captar los fotones resultantes del proceso de backscatter a partir de la emisión de radiación pulsada láser en la atmósfera pero no se puede evitar la colección adicional de fotones procedentes del fondo cenital o de otros caminos que son finalmente recogidos y detectados por el telescopio. También, la propia instrumentación electrónica introduce una señal adicional sobre la señal lidar objeto de estudio, que ha de ser eliminada utilizando una medida de la corriente oscura (se describe en la sección 5.2.4). La corrección de la señal de fondo puede corregirse utilizando la señal pre-trigger proporcionada por las tarjetas digitalizadoras ATS, ó, promediando la señal lidar en el rango lejano y posteriormente sustraérsela a la señal lidar medida para el caso de la digitalizadora Licel, que no permite la adquisición de señal pre-trigger. Dicho rango lejano está establecido entre los 25 y los 29 km sobre el nivel de superficie terrestre para la estación lidar de Madrid.

5.1.3.- Gluing

Uno de los problemas que presenta la técnica de teledetección lidar radica en el amplio rango dinámico de las señales lidar detectadas debido a la dependencia con el inverso de la distancia al cuadrado. En general, un sistema lidar instalado en tierra tiene la capacidad de explorar capas atmosféricas situadas a diferentes alturas pero cuando los fotones detectados proceden de procesos de backscattering producidos en el rango cercano, es decir, en los estratos atmosféricos más próximos al instrumento, la detección por conteo de fotones no produce buenos resultados por la alta frecuencia de llegada de los fotones, sin embargo, para aquéllos producidos en el rango lejano, la debilidad de la señal puede ocasionar que la detección analógica esté afectada por distorsiones que por el contrario no afecten a la detección por conteo de fotones. La solución que se aplica en la práctica para medir adecuadamente las señales lidar a lo largo de toda la columna atmosférica, consiste en la utilización combinada de dos modos o técnicas de detección: AM⁴⁴ y PC⁴⁵. De esta forma, la señal lidar resultante es generada a partir de aplicar un procedimiento de pegado ("gluing") de las dos señales obtenidas. Esta operación debe aplicarse en un rango en el que ambas señales presenten relaciones de señal-ruido elevadas. De acuerdo a Mielke (<http://www.licel.com/analogpc.pdf>), este rango va desde 0.5 hasta 10 MHz en el modo de conteo de fotones para un foto-multiplicador típico. Asimismo, la respuesta de la detección del conteo de fotones y del modo analógico ha de ser lineal en dicho intervalo de actuación. Finalmente, se sugiere que el "gluing" sólo debiera realizarse si es necesario y bajo el cumplimiento de estas dos condiciones:

⁴⁴ AM: acrónimo inglés de Analogue Mode.

⁴⁵ PC: acrónimo inglés de Photon Counting.

- El valor máximo de la señal del conteo de fotones (una vez corregida por el tiempo muerto) se halla por encima de la frecuencia máxima de 10 MHz.
- La señal de fondo de conteo de fotones está por debajo de la frecuencia mínima de 0.5 MHz.

La situación descrita se refleja a continuación:

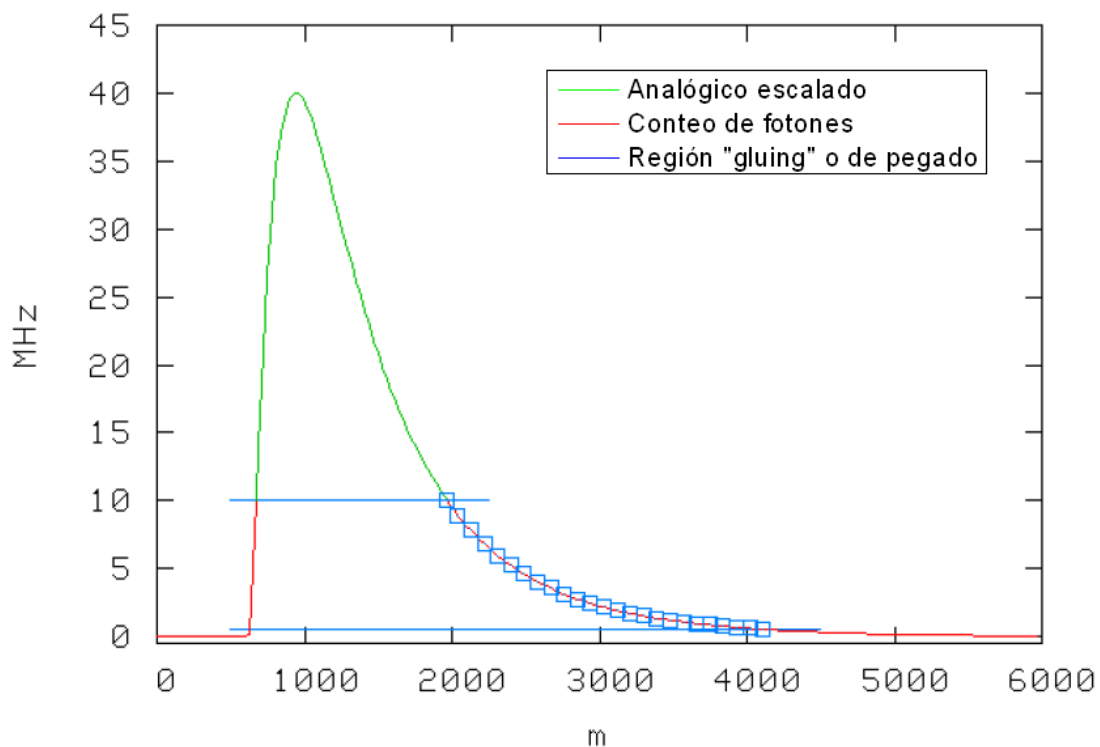


Figura 5.1. Representación de la región de "gluing" de las señales detectadas en modo de analógico y conteo de fotones.

5.2.- Tests de control de calidad

5.2.1.- Ajuste Rayleigh

El denominado "Ajuste Rayleigh" es un procedimiento que permite analizar la calidad de la SCR recibida desde una gran distancia respecto a la posición del lidar. La hipótesis sobre la que se apoya el ajuste es que normalmente en zonas atmosféricas suficientemente elevadas apenas existen aerosoles y por tanto la dispersión elástica tiene que estar mayoritariamente producida por las moléculas gaseosas presentes en el aire. Generalmente, dicha zona suele considerarse a partir de los 5 km de altura para Madrid, donde la capa de mezcla en verano puede alcanzar los 4 km de altura. Sin embargo, debe analizarse visualmente cada señal para verificar la ausencia

de capas elevadas con aerosoles producidas por fenómenos de transporte a larga distancia (intrusiones de polvo sahariano, incendios o eventos volcánicos).

El conocimiento teórico de la dispersión Rayleigh permite estimar la señal lidar corregida en rango que se debería a la interacción de la radiación láser con los gases atmosféricos, cuya abundancia en cada altura depende de la presión y la temperatura, datos que se pueden obtener a partir de radiosondeos atmosféricos. A continuación, se muestran las relaciones funcionales y dependencias entre los parámetros que intervienen en el cálculo de la dispersión Rayleigh producido en el aire seco.

La sección eficaz de la dispersión molecular calculada mediante la teoría Rayleigh, tiene por expresión (Collis et al., 1976).

$$\sigma_m(\lambda) = \frac{8\pi^3}{3} \frac{(n(\lambda)^2 - 1)^2}{\lambda^4 N_s^2} \left(\frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta} \right) [cm^2 / molecula] \quad (5.1)$$

donde:

λ es la longitud de onda (μm).

$n(\lambda)$ es el índice de refracción del aire, obtenido para la condición de $T = 288.15$ K, $P = 1013.25$ mb y una concentración de CO_2 de 300 ppm. A partir de la expresión de Bodhaine (Bates, 1984), la expresión empírica más utilizada para obtener el índice de refracción del aire como función de λ es:

$$(n(\lambda) - 1) \times 10^8 = 8060.51 + \frac{2480990}{132.774 - \lambda^{-2}} + \frac{17455.7}{39.32957 - \lambda^{-2}} \quad (5.2)$$

N_s es la densidad molecular ($moléculas / cm^3$). Equivale a 2.546899×10^{19} moléculas/ cm^3 para $T = 288.15$ K y $P = 1013.25$ mb.

δ es el factor de depolarización. El factor $F_{(air)} = \frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta}$ se denomina término de depolarización y puede ser estimado mediante la relación empírica establecida por Bates (1984):

$$F_{(air)} = \frac{78.084F(N_2) + 20.946F(O_2) + 0.934F(Ar) + [CO_2]F(CO_2)}{78.084 + 20.946 + 0.934 + [CO_2]} \quad (5.3)$$

en donde las depolarizaciones de cada gas son respectivamente:

$$F(N_2) = 1.034 + 3.17 \times 10^{-4} \lambda^{-2}$$

$$F(O_2) = 1.096 + 1.385 \times 10^{-3} \lambda^{-2} + 1.448 \times 10^{-4} \lambda^{-4},$$

$$F(Ar) = 1.0,$$

$$F(CO_2) = 1.15$$

La sección eficaz de la dispersión molecular depende únicamente de la longitud de onda empleada, y es utilizada para obtener el coeficiente de extinción (α_m) mediante la expresión siguiente (Collis et al., 1976):

$$\alpha_m = \sigma_m(\lambda) \cdot N_{air}(p, T) \quad (5.4)$$

siendo N_{air} la densidad molecular del aire (que se obtiene de los radiosondeos, con los datos de presión (p en hPa) y temperatura (T en Kelvin), a partir de la siguiente relación:

$$N_{air} = \frac{N_A \cdot 273.16 \cdot p}{22.41 \cdot T \cdot 1013.25} \cdot 0.001 \text{ (moléculas/m}^3\text{)} \quad (5.5)$$

donde N_A es el número de Avogadro ($= 6.022 \cdot 10^{23} \text{ moléculas / mol}$).

Finalmente, el coeficiente de backscatter molecular (β_m) se obtiene a partir de la Lidar Ratio ($LR_m = \alpha_m / \beta_m$), cuya relación para una atmósfera molecular ("atmósfera Rayleigh") viene dado por:

$$\beta_m = \alpha_m \cdot LR_m \quad \text{con} \quad LR_m = \frac{8\pi}{3} (sr) \quad (5.6)$$

Calculados β_m y α_m , se puede estimar a partir de la ecuación lidar 3.34 la SCR que debería recibir el instrumento lidar debida únicamente a las moléculas de los gases presentes en el aire. Comparando esta respuesta teórica con la realmente producida por el lidar se puede determinar

qué puntos de la señal retrodispersada total están afectados solamente por la contribución molecular. En ausencia de nubes y de transporte de partículas a larga distancia en capas atmosféricas elevadas, la señal medida en campo lejano debe cumplir en general esta condición y coincidir con la teórica calculada, de no ser así el instrumento lidar no estaría midiendo correctamente y sería preciso llevar a cabo un ajuste del sistema.

5.2.2.- Test Telecover

El test denominado “*Telecover*”, es otro método de chequeo del funcionamiento del lidar que tiene por objeto estudiar el alineamiento entre telescopio y láser, además de permitir analizar la función de solapamiento entre el campo de recepción del telescopio y el flujo radiante retrodispersado (Freudenthaler, 2010).

Dicho test consiste en dividir la entrada del telescopio en cuatro cuadrantes, de modo que sólo se permita recoger luz por uno de ellos, permaneciendo los otros tapados. Esta operación debe realizarse de forma consecutiva con cada uno de los cuadrantes para comparar la radiación entrante por cada zona del telescopio y la señal que ésta genera en cada caso.

Teóricamente, en equipos con configuración biaxial como la del lidar del CIEMAT, cuando se analiza cómo varía con la altura el solapamiento experimentado entre el flujo radiante retrodispersado y el campo de visión del telescopio, se observa que en los primeros metros de atmósfera muestreada (es decir, distancias relativamente cortas del telescopio), la radiación retrodispersada sólo es recogida prácticamente en un único cuadrante (de ahora en adelante lo denominaremos cuadrante norte). El cuadrante norte es el cuadrante más próximo al haz de emisión de la fuente láser. A medida que aumenta la distancia desde la que se produce la dispersión, la fracción de radiación retrodispersada recogida por el telescopio aumenta también, y se observa que tres de los cuatro cuadrantes (norte, este y oeste) son capaces de recoger dicha radiación, debiendo ser el flujo radiativo mayor en el cuadrante norte, respecto a los otros dos cuadrantes (cuadrantes este y oeste) que debieran recibir flujos radiantes similares. Finalmente, a una distancia suficientemente grande se alcanza el solapamiento máximo, que en condiciones ideales significa que toda la radiación que ha sufrido backscattering es recogida por los cuatro cuadrantes del telescopio por igual (norte, este, oeste y sur), adquiriendo la función de solapamiento el valor unidad. Bajo esta última situación, se puede asegurar un alineamiento óptimo del haz láser y del telescopio y lo que a priori debe garantizar la calidad de la señal medida. La figura 5.2 ilustra las diferentes situaciones de alineamiento explicadas.

Radiación retrodispersada

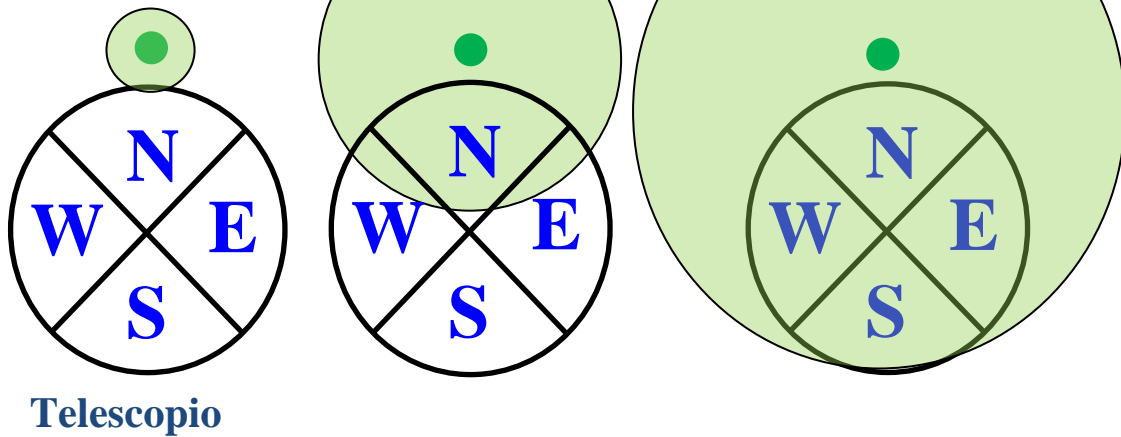


Figura 5.2. Test Telecover. Situaciones de alineamiento posibles. La distancia entre los centros de dispersión y el telescopio es mayor en el caso de la derecha (solapamiento total) y cada vez menor según observamos el resto de las situaciones hacia la izquierda. Como consecuencia, la situación representada a la derecha muestra un mayor área de radiación recogida por el telescopio, y un área de radiación retrodispersada mayor a nivel de suelo.

Todos los instrumentos lidar de EARLINET deben pasar periódicamente el test *Telecover* y reportar sus resultados. De este modo se puede revisar su estado y en caso necesario optimizarlo. La recomendación seguida para la realización de este test es realizarlo bajo condiciones de estabilidad atmosférica con el objeto de que durante el desarrollo de estas medidas la atmósfera presente las mismas características. Por ello, un test Telecover debe presentar mediciones sobre los cuatro cuadrantes, repitiéndose la medición de uno de ellos al principio y al final de la medida (por ejemplo el cuadrante norte) para verificar la no existencia de cambios en la atmósfera.

Cuando el alineamiento entre el telescopio y el láser no son adecuados se producen diferencias significativas entre el comportamiento esperado para la señal recibida desde cada cuadrante y la realmente medida, con claros desequilibrios y asimetrías. En esas situaciones es preciso corregir la orientación relativa entre el haz láser y el telescopio hasta conseguir optimizar la situación.

La función de solapamiento es un factor fundamental porque determina la distancia a partir de la cual las señales de backscattering recogidas por el sistema de recepción no deben ser corregidas por el solape parcial. En nuestro caso, toda señal de backscattering que provenga de una altura situada entre el suelo y la altura a la que se produce el completo solapamiento no es

considerada puesto que la altura de solapamiento de los canales del sistema lidar es relativamente baja.

5.2.3.- Test trigger delay

El test "*Trigger delay*" consiste en cuantificar el retraso temporal que se produce en un sistema lidar entre el momento real de la emisión a la atmósfera de cada pulso láser (es decir, el instante en que se produce el disparo (*trigger*) del láser) y el momento del inicio de la adquisición de la señal detectada por el sistema de recepción. La importancia del conocimiento de este dato radica en la influencia que puede llegar a tener este desfase temporal en la inversión de las señales, debido a que la SCR se obtiene multiplicando el flujo radiante medido por el cuadrado de la distancia a la que se produce el backscattering, que a su vez es dependiente del tiempo y esto puede generar importantes distorsiones en las señales, especialmente las que provienen de la región atmosférica más próximas al equipo lidar. Por tanto, una buena caracterización experimental de dicho retraso temporal, nos permite un correcto procesado de las señales evitando graves errores derivados de una determinación inexacta de la altura (distancia) de la que proceden las señales medidas.

La realización del test del *Trigger delay* debe realizarse periódicamente para confirmar la estabilidad electrónica del bloque de detección y no incurrir en los errores mencionados al realizar el procesado de las señales.

5.2.4.- Test de medida de la corriente oscura

La medida de la corriente oscura es una medida con el sistema lidar realizada durante un tiempo de promediado suficiente, que normalmente suele oscilar entre 5 y 10 minutos, pero con la particularidad de que dicha medición se efectúa bloqueando totalmente los fotodetectores o cerrando el telescopio. El objetivo de esta medida es identificar posibles picos aislados o distorsiones de la señal lidar que no tienen su origen en la retrodispersión atmosférica de la radiación pulsada emitida por el láser, sino en alteraciones ocasionadas por la propia instrumentación, como por ejemplo las perturbaciones inducidas por los pulsos de las lámparas flash del propio láser o por el sistema pre-trigger. Los diferentes parámetros que conforman la instrumentación deben estar correctamente establecidos como si de una medida normal se tratara, voltaje de los detectores, etc. y, por supuesto asegurarse de que a los detectores no le llega radiación emitida desde el láser. Una vez caracterizada la perturbación de la señal en la oscuridad, ésta debe ser sustraída de la señal total que se obtenga en cada medida con el fin de evitar una estimación errónea de los parámetros inferidos a partir de la inversión de las señales lidar.

5.3.- Algoritmos de inversión de las señales lidar para inferir las propiedades ópticas de los aerosoles

Antes de comenzar con la descripción de los algoritmos de inversión utilizados cabe mencionar de manera somera las características de los archivos empleados. Los ficheros de datos generados por el sistema de digitalización modular de la marca Licel tienen un formato mixto ascii-binario, donde las primeras líneas del archivo describen la medida efectuada en términos de su posicionamiento: lugar, coordenadas latitudinales, longitudinales y azimutales, fecha, hora de inicio y finalización de la medida. El resto de la información contenida en dichos ficheros corresponde a los datos brutos registrados por el sistema de digitalización en valores enteros de 32 bits. Respecto a las tarjetas digitalizadoras ATS, éstas guardan la información registrada de un modo semejante al anterior sistema de registro y almacenamiento de datos pero en un formato CSV. De este modo, una vez generados y almacenados los ficheros, éstos son procesados de acuerdo a la metodología y algoritmos que se describen a continuación mediante la herramienta de software matemático MATLAB que ofrece un entorno de desarrollo integrado con un lenguaje de programación propio (lenguaje M). La configuración de la salida de datos procesados es opcional dependiendo del fin deseado (excel, origin, etc.). Sin embargo, aquellos productos lidar que son finalmente proporcionados a la red EARLINET y que pasan a formar parte de su base de datos deben de presentar el formato NetCDF⁴⁶ de acuerdo a los protocolos ya establecidos por esta comunidad científica. El formato netCDF fue creado por UNIDATA (comunidad de diversas instituciones dedicadas a la investigación y educación) como un formato estándar para ser utilizado por los diferentes softwares de la comunidad científica. La ventaja de este formato reside en que contiene suficiente información para determinar qué clase de datos presenta el archivo (tipo de variable, unidades, dimensiones, etc.) y su portabilidad, puesto que puede ser manipulado por cualquier sistema operativo que tenga las librerías NetCDF instaladas.

Existe la posibilidad de efectuar el procesamiento de los datos brutos obtenidos por la estación lidar de Madrid a partir de la herramienta facilitada por EARLINET denominada SCC⁴⁷, en vez del entorno de MATLAB que contiene los diferentes scripts programados por el equipo lidar del CIEMAT. La herramienta conocida como SCC tiene por objeto obtener diferentes productos lidar a partir del procesamiento de los datos brutos de una forma automática y sin la necesidad de un operador que interactúe con dicha herramienta (D'Amico et al., 2012). En este caso los datos brutos lidar deben presentar también un formato netCDF para ser procesados por la SCC. Esta herramienta de cálculo tiene la particularidad de poder tratar datos brutos procedentes de

⁴⁶ NetCDF: acrónimo inglés de Network Common Data Format.

⁴⁷ SCC: acrónimo inglés de Single Calculus Chain.

distintas estaciones lidar que muestran diferentes configuraciones respecto a las longitudes de onda emitidas y recibidas, modo de adquisición (analógico o conteo de fotones) y/o resolución espacial y temporal, obteniéndose a su vez unos productos derivados del lidar homogéneos y con un nivel de calidad óptimo y común para todas las estaciones lidar. La SCC ha sido elaborada dentro del marco del proyecto EARLINET-ASOS, que tenía por objetivo la optimización del procesamiento de los datos lidar. A día de hoy la SCC ha sido probada en varias campañas de intercomparación de lidares como la campaña EARLI09 hallándose un buen acuerdo en el cálculo de los coeficientes de backscatter y extinción inferidos a partir de los datos brutos registrados por las diferentes estaciones lidar participantes en dicha campaña. La estación lidar de Madrid-CIEMAT participó en la campaña SPALI10, que se comenta posteriormente, donde se empleó la SCC para comparar las medidas realizadas por los distintos sistemas participantes y también demostrar su operatividad proporcionando los datos en el formato adecuado.

5.3.1.- Señales elásticas

La solución de la ecuación lidar para señales correspondientes a interacciones elásticas ha sido planteada a lo largo del tiempo por distintos autores, entre ellos, Klett (1981, 1985), Fernald (1984) y Sasano and Nakane (1984), no obstante esta solución es una modificación a la solución de Hitschfeld and Bordan (1954) para radares meteorológicos.

La ecuación planteada es compleja desde el punto de vista matemático y tiene como principal dificultad la existencia de dos incógnitas en su formulación: β y α (coeficientes de backscatter y extinción respectivamente) en una única ecuación a resolver. Ello obliga a asumir relaciones lineales entre ambos coeficientes y definir un parámetro que los vincule. Este parámetro es la denominada LR, cociente inferido de la división entre α y β . Para la resolución numérica de esta solución en cada medida realizada es preciso asumir la existencia de algún valor de LR. Debido a que la lidar ratio fluctúa desde 10 hasta 100 sr dependiendo de la distribución del tamaño de los aerosoles y las diferentes composiciones químicas (Ackerman, 1998), la mayor fuente de error en la solución propuesta suele radicar en un inadecuado valor de la LR escogida. Con el objeto de reducir la incertidumbre de estos métodos de inversión, las soluciones utilizadas en esta tesis, basadas en el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano, han sido alcanzadas aprovechando la sinergia que proporciona el uso de la fotometría solar. Esta metodología consiste en obtener soluciones (perfiles lidar verticales del coeficiente de extinción) a la ecuación 5.7 que se propone más abajo, utilizando de forma iterativa diferentes suposiciones del valor de la lidar ratio, hasta que el espesor óptico obtenido de integrar el perfil vertical del coeficiente de extinción (lidar) en altura coincida con el espesor óptico proporcionado por el fotómetro solar más cercano a la estación lidar (Takamura et al., 1994). Sin embargo, para poder comparar ambos espesores

ópticos es ineludible transformarlos a una longitud de onda común por medio de la relación que ofrece el exponente de Angstrom (Ångström, 1964). Burton et al. (2010) validaron esta aproximación con las exploraciones efectuadas a partir de un lidar de alta resolución espectral, alcanzando un buen acuerdo.

El desarrollo matemático del proceso de inversión de las señales producidas por dispersión elástica se detalla a continuación:

$$P_{total}(r, \lambda) = P_{bkg} + \frac{P_0(\lambda) \gamma(\lambda) O(r)}{r^2} \beta(r, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^r \alpha(r, \lambda) dr \right] \quad (5.7.)$$

agrupando términos y considerando un factor de solapamiento igual a la unidad, obtenemos la variable $S(r)$:

$$S(r) = \ln \left(\frac{r^2 (P_{total}(r, \lambda) - P_{bkg})}{P_0(\lambda) \gamma(\lambda)} \right) \Rightarrow S(r) = \ln(\beta_a(r) + \beta_m(r)) - 2 \int_0^r (\alpha_a(r) + \alpha_m(r)) dr \quad (5.8.)$$

siendo:

$P_{total}(r, \lambda)$ es la suma de los flujos radiantes: la radiación procedente del fondo radiativo (luz solar, etc) (P_{bkg}) y la debida al backscattering $P(r, \lambda)$.

$P_0(\lambda)$ es el flujo radiante emitido por el láser.

$O(r)$ es el factor de solapamiento y representa la probabilidad de que toda radiación retrodispersada procedente de una altura r alcance el receptor de acuerdo a consideraciones geométricas.

$\beta(r, \lambda)$ es el coeficiente de backscatter y determina la fracción de radiación dispersada en la dirección de 180° respecto a la dirección incidente. Por este motivo, las unidades de dicho coeficiente son $m^{-1} sr^{-1}$. Este coeficiente puede separarse en las contribuciones de los aerosoles y moléculas: $\beta(r, \lambda) = \beta_a(r, \lambda) + \beta_m(r, \lambda)$, donde β_a es el coeficiente de backscatter de aerosoles y β_m el coeficiente de backscatter molecular (que puede calcularse si se conoce la distribución vertical de presión y temperatura, como se explicó en la sección 5.2.1).

$\alpha(r, \lambda)$ es el coeficiente de extinción. $\alpha(r) = \alpha_a(r) + \alpha_m(r)$, al igual que antes los subíndices a y m hacen referencia respectivamente a la componente vinculada a los aerosoles y las moléculas.

$\gamma(\lambda)$ es la constante del sistema lidar, que se descompone en los siguientes factores:

$$\gamma = \frac{c\tau}{2} A_{eff} \xi(\lambda) \zeta(\lambda) \quad (5.9)$$

donde:

A_{eff} es el área efectiva del telescopio.

$\xi(\lambda)$ es la eficiencia óptica del sistema.

$\zeta(\lambda)$ es la eficiencia cuántica del sistema.

c es la velocidad de la luz.

τ es la duración del pulso de luz emitido por el láser emitido.

Utilizando las lidar ratios de aerosoles y molecular, $LR_a = \alpha_a / \beta_a$ (a; aerosoles), y $LR_m = \alpha_m / \beta_m = 8\pi/3$ (m; molecular), obtenemos:

$$\begin{aligned} \frac{dS(r)}{dr} &= \frac{1}{(\beta_a(r) + \beta_m(r))} \frac{d(\beta_a(r) + \beta_m(r))}{dr} - 2(\alpha_a(r) + \alpha_m(r)) \Rightarrow \\ \Rightarrow \frac{dS(r)}{dr} &= \frac{1}{\beta(r)} \frac{d\beta(r)}{dr} - 2((LR_a \beta_a(r)) + LR_m \beta_m(r)) \Rightarrow \\ \Rightarrow \frac{dS(r)}{dr} &= \frac{1}{\beta(r)} \frac{d\beta(r)}{dr} - 2LR_a \left(\beta(r) - \beta_m(r) + \frac{LR_m}{LR_a} \beta_m(r) \right) \Rightarrow \\ \Rightarrow \frac{dS(r)}{dr} &+ 2(-LR_a \beta_m(r) + LR_m \beta_m(r)) = \frac{1}{\beta(r)} \frac{d\beta(r)}{dr} - 2LR_a \beta(r) \Rightarrow \end{aligned}$$

$$\Rightarrow \frac{d\beta(r)}{dr} = \left(\frac{dS(r)}{dr} + 2 \left(LR_m \beta_m(r) - LR_a \beta_m(r) \right) \right) \beta(r) + 2LR_a \beta^2(r)$$

Realizando el cambio de variable siguiente:

$$S'(r) = S(r) + 2 \left(LR_m \int_0^r \beta_m(r) dr - LR_a \int_0^r \beta_m(r) dr \right), \text{ se obtiene una ecuación de tipo}$$

Bernoulli:

$$\frac{d\beta(r)}{dr} = \frac{dS'(r)}{dr} \beta(r) + 2LR_a \beta^2(r); \text{ tomando de nuevo otro cambio de variable:}$$

$$z(r) = \beta(r)^{-1} \text{ y } \frac{dz(r)}{dr} = -\beta(r)^{-2} \frac{d\beta(r)}{dr} \Rightarrow \frac{dz(r)}{dr} + \frac{dS'(r)}{dr} z(r) = -2LR_a$$

Alcanzamos una ecuación diferencial lineal de primer orden cuya solución es:

$$z(r) = e^{-S'(r)} \left[\int_0^r -2LR_a e^{S'(r)} dr + C \right] \quad (5.10)$$

Aplicando la condición de contorno para $z(r_c)$:

$$z(r_c) = e^{-S'(r_c)} \left[\int_0^{r_c} -2LR_a e^{S'(r)} dr + C \right] \Rightarrow C = z_c e^{S'(r_c)} + 2LR_a \int_0^{r_c} e^{S'(r)} dr \Rightarrow$$

$$z(r) = e^{-S'(r)} \left[-2LR_a \int_0^r e^{S'(r)} dr + z_c e^{S'(r_c)} + 2LR_a \int_0^{r_c} e^{S'(r)} dr \right] \Rightarrow$$

$$z(r) = z_c e^{S'(r_c)-S'(r)} - e^{-S'(r)} (2LR_a) \int_{r_c}^r e^{S'(r)} dr \Rightarrow z(r) = z_c e^{S'(r_c)-S'(r)} - e^{S'(r_c)-S'(r)} (2LR_a) \int_{r_c}^r e^{S'(r)-S'(r_c)} dr$$

Deshaciendo el cambio de variable:

$$\beta(r) = \frac{\exp(S'(r) - S'(r_c))}{\frac{1}{\beta(r_c)} + 2LR_a \int_r^{r_c} \exp(S'(r) - S'(r_c)) dr}$$

$$\beta(r) = \frac{\left[r^2 (P(r) - P_{bkg}) \right] \exp \left[2LR_m \int_{r_c}^r \beta_m(r) dr - 2LR_a \int_{r_c}^r \beta_m(r) dr \right]}{\left[\frac{r_c^2 (P(r_c) - P_{bkg})}{\beta(r_c)} + 2LR_a \int_r^{r_c} \left[r^2 (P(r) - P_{bkg}) \right] \exp \left[2LR_m \int_{r_c}^r \beta_m(r) dr - 2LR_a \int_{r_c}^r \beta_m(r) dr \right] dr \right]}$$

(5.11)

La ecuación anterior puede ser integrada desde la altura de referencia r_c (la altura de referencia deberá localizarse en aquella zona de la atmosfera que esté libre de aerosoles, de forma que el coeficiente de backscatter esté afectado únicamente por la contribución molecular y se pueda calcular de acuerdo a las relaciones anteriormente comentadas) con $r > r_c$ o $r_c > r$ lo que se conoce como integración hacia delante e integración hacia atrás respectivamente. Para la obtención de los perfiles de los coeficientes de backscatter en la columna atmosférica se han utilizado ambos métodos para compensar las ventajas y limitaciones que ambos presentan. La integración hacia atrás proporciona estabilidad numérica (Klett, 1981) a la solución debido que a medida que aumenta la distancia r el denominador aumenta su valor y los errores del coeficiente de backscatter son compensados, no obstante el efecto del ruido que se introduce para los valores de referencia r_c condicionarían las soluciones para los distintos puntos de la columna atmosférica muestreada si se utilizase únicamente este método. Por ello, también se utiliza de forma complementaria la integración hacia delante porque la SCR muestra una buena relación señal ruido en el punto de referencia r_c . Asimismo la utilización de este método únicamente tendría como principal inconveniente que a medida que aumenta la distancia respecto al punto de referencia los errores se ven amplificados.

Finalmente, el coeficiente de backscatter atribuido al aerosol es inferido después de sustraerse la contribución molecular calculada anteriormente según la teoría de Rayleigh ($\beta_a = \beta - \beta_m$). El coeficiente de extinción del aerosol es obtenido a partir de la relación (Lidar Ratio) supuesta constante:

$$LR_a = \alpha_a / \beta_a \quad (5.12)$$

5.3.2.- Señales inelásticas

Los problemas derivados de la necesidad de tener que asumir valores predeterminados y constantes de la lidar ratio para poder invertir señales elásticas y calcular las propiedades ópticas de los aerosoles pueden superarse midiendo también la radiación de backscattering procedente de las interacciones inelásticas tipo Raman entre los fotones láser y diferentes constituyentes atmosféricos. De este modo, las soluciones que se obtengan para los coeficientes de backscatter y extinción, no están condicionadas por la hipótesis inicial. No obstante, la aplicación de esta técnica presenta una importante restricción ya que las interacciones Raman producen señales muy débiles (Ver tabla 3.2, secciones eficaces) que durante el periodo diurno son enmascaradas por la radiación del fondo cenital. Este hecho impide la inversión adecuada de las propiedades ópticas del aerosol atmosférico durante el día de forma que en la práctica la mayoría de las medidas lidar Raman son realizadas durante los periodos nocturnos.

La utilización del fenómeno Raman fue empleado por primera vez por Cooney et al. (1969) y Melfi (1972) para medir independientemente los coeficientes de backscatter y extinción del aerosol, posteriormente la solución ha sido descrita en mayor profundidad por Ansmann et al. (1990, 1992) y Ansmann and Müller (2005). La ecuación lidar queda modificada según se muestra a continuación cuando el backscattering detectado por el sistema lidar es de tipo Raman:

$$P(r, \lambda_R) = P_{total}(r, \lambda_R) - P_{bkg} = \frac{P_0(\lambda_L) \gamma(\lambda_R) O(r)}{r^2} \beta(r, \lambda_R) \exp\left(-\int_0^r [\alpha(r, \lambda_L) + \alpha(r, \lambda_R)] dr\right) \quad (5.13)$$

Donde el subíndice L hace referencia a la longitud de onda del pulso láser emitido y R a la longitud de onda del fotón recibido por el sistema de detección después de producirse la dispersión Raman. La diferencia fundamental respecto a la ecuación lidar inicial planteada es que el término β sólo es producido por dispersores moleculares de tipo Raman y el término de transmisividad que se encuentra en la exponencial muestra dos componentes: la extinción que sufre la radiación inicial emitido por el láser en el “camino de ida” y la extinción que sufre la radiación en el “camino de vuelta” una vez se ha producido la dispersión de tipo Raman.

El coeficiente de backscatter Raman puede ser calculado si la densidad numérica de las moléculas que lo producen es conocida. En este caso, el gas de referencia es el nitrógeno atmosférico, cuya densidad numérica está perfectamente caracterizada una vez conocidas las

condiciones de presión y temperatura. El coeficiente de backscatter se halla a partir de la relación:

$$\beta(\lambda_R, r) = N(r) \frac{d\sigma(\lambda_R, \pi)}{d\Omega} \quad (5.14)$$

Donde:

$N(r)$ es la densidad de dispersores a la altura r .

$\frac{d\sigma(\lambda_R, \pi)}{d\Omega}$ es el término diferencial de sección eficaz Raman molecular para la longitud de onda λ_R , ángulo de dispersión π y ángulo sólido Ω .

El cálculo del coeficiente de retrodispersión Raman permite reducir la ecuación lidar a una única incógnita evitando la necesidad de tener que establecer previamente un valor para la lidar ratio. Por tanto, sustituyendo el coeficiente de backscatter molecular en la ecuación, tomando logaritmos y diferenciando respecto a la altura r se obtiene la expresión:

$$\begin{aligned} \alpha(r, \lambda_L) + \alpha(r, \lambda_R) &= \frac{d}{dr} \ln \left(\frac{N(r)}{r^2 P(r, \lambda_L, \lambda_R)} \right) \Rightarrow \\ \Rightarrow \alpha_a(r, \lambda_L) + \alpha_a(r, \lambda_R) &= \frac{d}{dr} \ln \left(\frac{N(r)}{r^2 P(r, \lambda_L, \lambda_R)} \right) - \alpha_m(r, \lambda_L) - \alpha_m(r, \lambda_R) \end{aligned} \quad (5.15)$$

Además el exponente de Ångström describe la dependencia del coeficiente de extinción con la longitud de onda según:

$$\alpha_a(\lambda_L) / \alpha_a(\lambda_R) = (\lambda_R / \lambda_L)^{-a(z, \lambda_R, \lambda_L)} \quad (5.16)$$

Lo cual permite expresar el coeficiente de extinción de aerosol mediante la siguiente forma:

$$\alpha_a(r, \lambda_L) = \frac{\frac{d}{dr} \left[\ln \frac{N(r)}{r^2 P(r, \lambda_L, \lambda_R)} \right] - \alpha_m(r, \lambda_L) - \alpha_m(r, \lambda_R)}{1 + \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right)^{a(z, \lambda_R, \lambda_L)}} \quad (5.17)$$

Finalmente, es necesario asumir un exponente de Ångström (Å) para alcanzar una solución, no obstante las implicaciones de esta asunción conlleva un error asociado mucho menor que las asunciones llevadas a cabo en la solución elástica mediante el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano. Los valores que suelen considerarse para Å son generalmente próximos a la unidad, aunque Å puede tomar valores entre 0 y 4 (Ångström, 1964).

La estimación del coeficiente de backscatter se lleva a cabo mediante el siguiente desarrollo matemático ampliamente descrito por Ansmann et al. (1992), el cual se inicia dividiendo las ecuaciones lidar elástica y Raman. No obstante previamente se ha considerado además:

$$P(r, \lambda) = P_{total}(r, \lambda) - P_{bkg} \quad (5.18)$$

$$T_{a/m}(r, \lambda) = \exp \left(- \int_0^r \alpha_{a/m}(r, \lambda) dr \right) \quad (5.19)$$

Dividiendo:

$$\frac{P(r, \lambda_L)}{P(r, \lambda_R)} = \frac{\gamma(\lambda_L)}{\gamma(\lambda_R)} \cdot \frac{\beta_a(r, \lambda_L) + \beta_m(r, \lambda_L)}{\beta_m(r, \lambda_R)} \cdot \frac{T_a(r, \lambda_L) T_m(r, \lambda_L)}{T_a(r, \lambda_R) T_m(r, \lambda_R)} \quad (5.20)$$

En la ecuación propuesta se ha simplificado el término de transmitancia T en el recorrido de ida de la radiación desde el láser hasta el centro dispersor porque es equivalente para la ecuación lidar elástica e inelástica.

Además, se desconocen las constantes de los sistemas lidar para los modos elásticos e inelásticos. La siguiente aproximación permite la estimación de tales constantes, bajo la consideración de que a una altura determinada r_c , existe una atmósfera compuesta únicamente por moléculas y ausente de aerosoles. Por ello se asume:

$$\beta_a(r_c, \lambda_L) \ll \beta_m(r_c, \lambda_L) \quad (5.21)$$

Las constantes de los sistemas lidar en el modo elástico e inelástico se expresa a continuación despejando la ecuación 5.20 y asumiendo la consideración previa (5.21):

$$\frac{\gamma(\lambda_L)}{\gamma(\lambda_R)} = \frac{P(r_c, \lambda_L)}{P(r_c, \lambda_R)} \frac{\beta_m(r_c, \lambda_R)}{\beta_m(r_c, \lambda_L)} \frac{T_a(r_c, \lambda_R)T_m(r_c, \lambda_R)}{T_a(r_c, \lambda_L)T_m(r_c, \lambda_L)} \quad (5.22)$$

Sustituyendo éste último término en la ecuación 5.20 queda la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} \frac{P(r, \lambda_L)}{P(r, \lambda_R)} &= \frac{P(r_c, \lambda_L)}{P(r_c, \lambda_R)} \frac{\beta_m(r_c, \lambda_R)}{\beta_m(r_c, \lambda_L)} \frac{T_a(r_c, \lambda_R)T_m(r_c, \lambda_R)}{T_a(r_c, \lambda_L)T_m(r_c, \lambda_L)} \frac{\beta_a(r, \lambda_L) + \beta_m(r, \lambda_L)}{\beta_m(r, \lambda_R)} \\ &\frac{T_a(r, \lambda_L)T_m(r, \lambda_L)}{T_a(r, \lambda_R)T_m(r, \lambda_R)} \Rightarrow \\ &\Rightarrow \frac{P(r, \lambda_L)}{P(r, \lambda_R)} = C \frac{\beta_m(r_c, \lambda_R)}{\beta_m(r_c, \lambda_L)} \frac{\beta_a(r, \lambda_L) + \beta_m(r, \lambda_L)}{\beta_m(r, \lambda_R)} \frac{T_a(r, \lambda_L)T_m(r, \lambda_L)}{T_a(r, \lambda_R)T_m(r, \lambda_R)} \end{aligned} \quad (5.23)$$

Siendo C:

$$C = \frac{P(r_c, \lambda_L)}{P(r_c, \lambda_R)} \frac{T_a(r_c, \lambda_R)T_m(r_c, \lambda_R)}{T_a(r_c, \lambda_L)T_m(r_c, \lambda_L)} \quad (5.24)$$

Por último, se simplifica la expresión de acuerdo a la relación que presenta el coeficiente de retrodispersión molecular:

$$\begin{aligned} \frac{\beta_m(r_c, \lambda_R)}{\beta_m(r_c, \lambda_L) \cdot \beta_m(r, \lambda_R)} &= \frac{N(r_c) \frac{d\sigma(\lambda_R, \pi)}{d\Omega}}{N(r_c) \frac{d\sigma(\lambda_L, \pi)}{d\Omega} N(r) \frac{d\sigma(\lambda_R, \pi)}{d\Omega}} \Rightarrow \\ \frac{\beta_m(r_c, \lambda_R)}{\beta_m(r_c, \lambda_L) \cdot \beta_m(r, \lambda_R)} &= \frac{1}{N(r) \frac{d\sigma(\lambda_L, \pi)}{d\Omega}} \Rightarrow \frac{\beta_m(r_c, \lambda_R)}{\beta_m(r_c, \lambda_L) \cdot \beta_m(r, \lambda_R)} = \frac{1}{\beta_m(r, \lambda_L)} \end{aligned} \quad (5.25)$$

Alcanzándose la solución final para el coeficiente de retrodispersión producida por el aerosol:

$$\beta_a(r, \lambda_L) = \beta_m(r, \lambda_L) \left(\frac{1}{C} \frac{P(r, \lambda_L)}{P(r, \lambda_R)} \frac{T_a(r, \lambda_R)T_m(r, \lambda_R)}{T_a(r, \lambda_L)T_m(r, \lambda_L)} - 1 \right) \quad (5.26)$$

5.3.3.- Incertidumbres

La naturaleza de la incertidumbre de las mediciones lidar se derivan de diferentes causas. En primer lugar, cada señal lidar que se detecta lleva asociadas las incertidumbres aportadas por cada uno de los componentes ópticos que conforman el instrumento lidar en cuestión. Por otro lado, la forma de implementar matemáticamente los algoritmos de inversión y las asunciones y simplificaciones realizadas durante el procesado y análisis de datos contribuyen también a introducir nuevas incertidumbres que en este caso afectan a las soluciones y a los valores finalmente obtenidos para las propiedades ópticas de los aerosoles inferidas. Dentro de las fuentes de incertidumbre vinculadas al tratamiento de los datos cabe citar:

- La elección de la altura y el valor de referencia utilizado en las inversiones: La contribución de esta incertidumbre viene cuantificada por el propio error del valor de referencia. Así, cuanto mayor sea la altura del valor de referencia, mayor será el error de este y viceversa (Kovalev and Moosmüller, 1994). Sin embargo, Kovalev and Eichinger (2004) sugieren que dicho valor de referencia debe ser escogido a la mayor altura posible dada las condiciones de ausencia de partículas, por tanto lo más razonable es encontrar un término medio y éste generalmente viene determinado por la relación señal ruido en el rango lejano.
- La elección de una Lidar Ratio requerida por el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano. La influencia de este error depende de la longitud de onda de la señal lidar analizada, observándose una mayor influencia de este error sobre las longitudes de onda más pequeñas. Generalmente se suele utilizar un valor que se mantiene constante con la altura (a no ser que se disponga de información sobre la variación de esta variable en función de la altura), lo que equivale a asumir una distribución de tamaños y un tipo de aerosol que no varía a lo largo de la columna atmosférica muestreada por el lidar (Ansmann and Müller, 2005)
- Por el contrario, el algoritmo de inversión utilizado para inferir las propiedades ópticas del aerosol a partir de las señales inelásticas requiere la suposición de un exponente de Ångström determinado. A partir de los resultados obtenidos por Ansmann and Muller (2005) un error absoluto de 0.5 en dicho exponente introduce un error relativo del 5% en la estimación de la extinción, no obstante, la contribución de este error suele ser menor dado que el exponente Ångström del aerosol atmosférico suele adquirir valores en el rango de 0 a 2.5.
- La caracterización de los perfiles de presión atmosférica y temperatura empleados en la estimación del coeficiente de extinción y backscatter molecular es de vital importancia. Ansmann et al., (1992) señalan que el gradiente de temperatura es la variable más crucial, pues

el uso de modelos de atmósfera estándar cuando existen inversiones térmicas pueden llegar a introducir un error en la estimación del coeficiente de extinción del aerosol de hasta el 10%. El procedimiento más adecuado para minimizar el efecto de la incertidumbre vinculada a la contribución molecular de la atmósfera en la señal lidar medida consiste en utilizar, siempre que sea posible, perfiles verticales de temperatura y presión experimentales obtenidos durante las medidas lidar o lo más próximas en el tiempo que sea posible.

- Según Wandinger et al. (2010) los procesos de dispersión múltiple (scattering múltiple) pueden ser considerados despreciables, no obstante, en las mediciones lidar en presencia de nubes este proceso puede tener una relevancia significativa. La influencia de esta incertidumbre también está obviamente determinada por el campo de visión del instrumento lidar. Ansmann et al. (1992) apuntan que los errores relativos en el coeficiente de extinción del aerosol atribuidos por este efecto están en el rango del 5-10%.

Finalmente, debe citarse junto a las fuentes de error citadas, el propio ruido de las señales medidas. Ésta fuente de incertidumbre es dependiente del rango, observándose que cuanto mayor es la distancia del estrato atmosférico observado respecto del sistema de teledetección mayor es el nivel de incertidumbre (Russel et al., 1979; Bisonnette, 1986; Comerón et al., 2004). De acuerdo a Ansmann et al., 1992 este tipo de error puede ser estimado aplicando la estadística de Poisson. Esta aproximación es válida para tasas de conteo de fotones bajas, sin embargo, cuando la tasa de conteo de fotones es elevada la distribución de Poisson se convierte en una distribución Gaussiana.

Aplicando la técnica común del cálculo de propagación considerando todas las fuentes de incertidumbre mencionadas podría llevar a sobreestimar el error total de las propiedades ópticas inferidas. Así, desde el marco de EARLINET, se ha propuesto una alternativa adecuada y válida para el cálculo de la incertidumbre asociada a los coeficientes de backscatter y de extinción mediante el método de Monte Carlo (Pappalardo et al., 2004). Dicho método es una técnica de simulación estadística que genera muestras aleatorias a partir de una función de distribución conocida, que viene determinada por la detección de la señal lidar registrada. La variabilidad encontrada (desviación estándar) en el conjunto de muestras aleatorias generadas proporciona una estimación realista del error investigado.

5.4.- Estimación de la humedad mediante la técnica lidar Raman

5.4.1.- Cálculo de la razón de mezcla y su error

La razón de mezcla es la variable que expresa la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco existente en la atmósfera. Esta variable es un perfecto descriptor de las masas de aire debido a que tiene un carácter conservativo, es decir, las variaciones en su valor se producen únicamente por procesos de evaporación y condensación. Este parámetro atmosférico se puede estimar a partir de medidas realizadas mediante la técnica lidar Raman (Whiteman et al., 1992; Whiteman, 2003; Turner and Goldsmith, 1999) de acuerdo a las ecuaciones que se proponen en los siguientes párrafos. La base experimental necesaria para ello consiste en obtener las señales lidar generadas por la radiación retrodispersada inelásticamente por efecto Raman del nitrógeno y del vapor de agua atmosféricos cuando cada pulso láser de 355 nm interacciona con las moléculas de nitrógeno y vapor de agua. Debido a que el nitrógeno presenta una concentración constante en el aire seco, el N_2 resulta un perfecto representante del aire seco. Así, relacionando ambas señales lidar Raman se puede obtener la variable razón de mezcla, según se muestra a continuación.

Partiendo de la ecuación lidar Raman:

$$P(r, \lambda_R) = \frac{P_0(\lambda_L)\gamma(\lambda_R)O(r)}{r^2} \beta(r, \lambda_R) \exp\left(-\int_0^r [\alpha(r, \lambda_L) + \alpha(r, \lambda_R)] dr\right) \quad (5.13)$$

y particularizando para las señales Raman retrodispersadas correspondientes al nitrógeno y al vapor de agua, quedan respectivamente:

$$P(r, \lambda_{N_2}) = \frac{P_0(\lambda_L)\gamma(\lambda_{N_2})O(r)}{r^2} \beta(r, \lambda_{N_2}) \exp\left(-\int_0^r [\alpha(r, \lambda_L) + \alpha(r, \lambda_{N_2})] dr\right) \quad (5.27)$$

$$P(r, \lambda_{H_2O}) = \frac{P_0(\lambda_L)\gamma(\lambda_{H_2O})O(r)}{r^2} \beta(r, \lambda_{H_2O}) \exp\left(-\int_0^r [\alpha(r, \lambda_L) + \alpha(r, \lambda_{H_2O})] dr\right) \quad (5.28)$$

donde los subíndices N_2 y H_2O indican respectivamente las longitudes de onda de 387 y 407 nm que el sistema de detección registra por el efecto Raman cuando se emiten pulsos de 355 nm.

Dividiendo ambas expresiones y asumiendo factores de solapamiento iguales para ambos canales Raman se obtiene:

$$\begin{aligned} \frac{P(r, \lambda_{H_2O})}{P(r, \lambda_{N_2})} &= \frac{\gamma(\lambda_{H_2O})}{\gamma(\lambda_{N_2})} \frac{N_{H_2O}(r)}{N_{N_2}(r)} \frac{\frac{d\sigma(\lambda_{H_2O}, \pi)}{d\Omega}}{\frac{d\sigma(\lambda_{N_2}, \pi)}{d\Omega}} \exp\left(-\int_0^r [\alpha(r, \lambda_{N_2}) - \alpha(r, \lambda_{H_2O})] dr\right) \Rightarrow \\ \Rightarrow \frac{N_{H_2O}(r)}{N_{N_2}(r)} &= \frac{P(r, \lambda_{H_2O})}{P(r, \lambda_{N_2})} \frac{\gamma(\lambda_{N_2})}{\gamma(\lambda_{H_2O})} \frac{\frac{d\sigma(\lambda_{N_2}, \pi)}{d\Omega}}{\frac{d\sigma(\lambda_{H_2O}, \pi)}{d\Omega}} \exp\left(\int_0^r [\alpha(r, \lambda_{N_2}) - \alpha(r, \lambda_{H_2O})] dr\right) \quad (5.29) \end{aligned}$$

El cociente obtenido de la relación entre $P(r, \lambda_{H_2O})$ y $P(r, \lambda_{N_2})$ es una relación proporcional a la variable razón de mezcla w (N_{H_2O}/N_{N_2}), pues las constantes del sistema lidar (γ) y el término diferencial de sección eficaz molecular ($d\sigma/d\pi$) pueden ser agrupados bajo una misma constante C de forma que la ecuación final queda de la forma que se expresa a continuación (Whiteman et al., 1992; Hoareau et al., 2012):

$$w = \frac{P(r, \lambda_{H_2O})}{P(r, \lambda_{N_2})} \cdot C \cdot \exp\left(\int_0^r [\alpha(r, \lambda_{N_2}) - \alpha(r, \lambda_{H_2O})] dr\right) \quad (5.30)$$

Como se comentará más adelante, el término exponencial también llamado término diferencial de transmitividad atmosférica, no juega un papel importante en la ecuación, salvo en determinados casos, y puede ser considerado generalmente despreciable pues su influencia es mínima. Así, la estimación de la razón de mezcla mediante la técnica Raman lidar depende fundamentalmente de encontrar el valor de la constante C , que tiene que obtenerse empíricamente a partir de un procedimiento de calibración.

Este procedimiento requiere de la observación en paralelo de la distribución vertical de vapor de agua con el lidar Raman y mediante una técnica fiable (radiosondeos, radiómetros de microondas, GPS, etc.) (Turner and Goldsmith, 1999; Whitemann, 2003; Han et al., 1994; Melfi et al., 1989; Ferrare et al., 1995) que se utilizará de referencia. No obstante existen otras metodologías que de forma independiente permiten llevar a cabo dicha calibración gracias a la utilización de radiación procedente de lámparas u otras fuentes naturales (Sherlock et al., 1999; Venable et al., 2011).

En esta tesis, un ajuste lineal por el método de mínimos cuadrados realizado entre el perfil vertical de la razón de mezcla observado por el instrumento de referencia (radiosondeo) y el derivado de la relación $\frac{P(r, \lambda_{H_2O})}{P(r, \lambda_{N_2})}$ permite estimar el valor de C , considerándose despreciable el termino diferencial de transmisividad atmosférica (cuando este término no es considerado despreciable debe ser calculado, y entonces la constante C es inferida igualmente a partir de la regresión lineal, incluyéndose este último término adicional en la ecuación). Nótese que el ajuste lineal por el método de mínimos cuadrados se realiza forzando a que la recta pase por el origen de ordenadas pues así lo exige la ecuación 5.30.

No obstante, el cálculo de la relación de las secciones eficaces de dispersión Raman del vapor de agua y nitrógeno permite realizar el cálculo del factor de calibración C , no siendo necesario observaciones de referencia en paralelo de la distribución vertical de vapor de agua. Sin embargo, este método requiere de una perfecta caracterización de la configuración óptica del sistema lidar (Leblanc et al., 2012) y su incertidumbre suele ser bastante elevada.

La calibración del sistema lidar Raman de la estación de Madrid-CIEMAT para la obtención de perfiles del contenido de vapor de agua en altura ha utilizado como referencia las observaciones atmosféricas efectuadas por los radiosondeos lanzados desde el aeropuerto de Barajas. Estudios recientes (Sánchez et al., 2013) han demostrado que en situaciones normales, la distribución vertical de dicha variable no presenta fluctuaciones significativas incluso a una distancia de 50 km desde el lugar del lanzamiento de radiosondas. Considerando que la estación lidar del CIEMAT dista 13.5 km de la base de lanzamiento de los radiosondeos (aeropuerto de Barajas), los perfiles del contenido de vapor de agua reportados por estas radiosondas son adecuados para ser utilizados como perfil de referencia.

Una caracterización más detallada del proceso de calibración utilizado se presenta en el capítulo siguiente. Asimismo, debe mencionarse que las observaciones de la razón de mezcla mediante la técnica lidar Raman son llevadas a cabo exclusivamente durante el periodo nocturno al igual que el proceso de calibración dada la dificultad operativa existente durante el ciclo diurno para la detección apropiada de las señales inelásticas de tipo Raman. Por este motivo, las variables calculadas a partir de la razón de mezcla, como son la humedad relativa o el contenido de agua precipitable que también serán descritas más adelante, sólo pueden ser estimadas durante la noche.

El cálculo del error de la razón de mezcla (Δw) incluye la desviación estándar hallada durante el procedimiento de calibración ($\Delta w_c = \frac{\partial w}{\partial C} \Delta C$) y el error estadístico ($\Delta w_{stats} = \frac{\partial w}{\partial P_i} \Delta P_i$) con $i = \text{H}_2\text{O}$ y N_2 . La señal detectada por los fotomultiplicadores sigue una distribución de Poisson, de forma que la varianza de la señal es igual a la media, reescribiéndose $(\Delta P_i)^2 = P_i$. Basándonos en estas consideraciones, el error estimado para la razón de mezcla tiene la siguiente forma (Bevington and Robinson, 1992; Mattis et al., 2002):

$$\Delta w = \left[\left(\frac{\partial w}{\partial C} \Delta C \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial P_i} \Delta P_i \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.31)$$

5.4.2.- Cálculo de la humedad relativa y su error

La distribución vertical de la humedad relativa encontrada en la atmósfera que se halla sobre la estación lidar de Madrid, ha sido inferida siguiendo la metodología propuesta por Mattis et al. (2002). Dicha metodología hace uso de los perfiles de razón de mezcla, temperatura y presión para estimar la humedad relativa, donde los dos primeros perfiles se estiman mediante la técnica lidar Raman y el último se obtiene a partir de las exploraciones efectuadas por los radiosondeos. Como el sistema lidar de la estación de Madrid-CIEMAT no dispone del canal necesario para obtener la distribución vertical de temperatura mediante la técnica lidar Raman rotacional puro, el perfil de temperatura se ha obtenido del radiosondeo. Ello implica asumir que los perfiles de temperatura y presión obtenidos sobre Barajas y los existentes en la vertical de la estación lidar no presentan discrepancias. Por el contrario, Mattis et al. (2002) únicamente asumen que el perfil de presión en altura no varía entre el lugar de lanzamiento de la radiosonda y la estación lidar, pues la distribución vertical de temperatura está caracterizada por el instrumento de teledetección.

Así, la humedad relativa (HR) se estima de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$HR(z) = \frac{e(z)}{e_w(z)} \quad (5.32)$$

$$e(z) = \frac{w(z)p(z)}{0.622 + w(z)} \quad (5.33)$$

$$e_w(z) = 6.1078 \cdot 10^{\frac{7.5t(z)}{237.3+t(z)}} (t \text{ en } ^\circ C) \quad \longleftrightarrow \quad T \geq 0^\circ C \quad (5.34)$$

$$e_w(z) = 6.1078 \cdot 10^{\frac{9.32t(z)}{261.24+t(z)}} (t \text{ en } ^\circ C) \quad \longleftrightarrow \quad T < 0^\circ C \quad (5.35)$$

donde e y e_w representan respectivamente la presión de vapor de agua y la presión de vapor de agua saturante de la atmósfera, p y t son la presión y temperatura obtenidas de los radiosondeos, w es la razón de mezcla hallada a partir de la instrumentación lidar de la estación de Madrid-CIEMAT y z la altura sobre el nivel de superficie terrestre.

Respecto al cálculo del error asociado a estos datos, la ficha técnica del modelo de radiosonda RS92-SGP de la marca Vaisala indica un error de 1 hPa y de 0.5 K en los registros de presión y temperatura. El error asociado a la presión no es considerado en la estimación del error de la humedad relativa pues es del orden del 0.1%. De esta forma, la incertidumbre asociada a la humedad relativa (ΔHR) es calculada a partir de los errores hallados en las estimaciones de la presión de vapor de agua y la presión de vapor de agua saturante (Δe y Δe_w , respectivamente) de acuerdo a las ecuaciones que se exponen a continuación (Mattis et al., 2002):

$$\Delta HR = \left[\left(\frac{\partial HR}{\partial e} \Delta e \right)^2 + \left(\frac{\partial HR}{\partial e_w} \Delta e_w \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.36)$$

$$\Delta e = \left[\left(\frac{\partial e}{\partial w} \Delta w \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.37)$$

$$\Delta e_w = \left[\left(\frac{\partial e_w}{\partial w} \Delta w \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.38)$$

5.4.3.- Cálculo del contenido de agua precipitable

La metodología para el cálculo del contenido de agua precipitable requiere recordar su ecuación que viene descrita de la forma siguiente:

$$PWV = \frac{1}{g} \int_{P_f}^{P_0} w(p) dp \quad (5.39)$$

Donde w es la razón de mezcla de vapor de agua, g es la gravedad terrestre y p es la presión que a su vez ejerce de variable de integración en la ecuación, siendo P_0 y P_f los límites superior e inferior de la integral. Por tanto, la resolución numérica de la integral impone disponer de la distribución vertical de vapor de agua (proporcionada por el instrumento lidar) y del perfil de presión en altura que es facilitado por las observaciones barométricas efectuadas por la radiosonda lanzada desde el aeropuerto de Barajas.

Asimismo, la altura de solapamiento de los canales Raman, 387 y 407 nm, involucrados en la estimación de razón de mezcla muestran una altura de solapamiento de aproximadamente 300 m de altura. Idealmente, si el camino óptico de ambos canales es exactamente el mismo, el instrumento de teledetección tiene la capacidad de inferir la distribución de la razón de mezcla incluso por debajo de la altura de solapamiento debido a que el efecto de solapamiento es cancelado al ser la razón de mezcla directamente proporcional a la relación las señales lidar inelásticas (407/387 nm). No obstante, se ha optado por caracterizar la razón de mezcla por debajo de los 300 m sobre la superficie, considerándose un comportamiento lineal de la razón de mezcla obtenida por el lidar a 300 m de altura y la observada en el nivel inferior de medida de la torre meteorológica del CIEMAT. Una vez obtenida así la razón de mezcla en el estrato 0-300 m se puede obtener también el agua precipitable para las columnas atmosféricas estudiadas.

5.5.- Análisis de la dependencia de las propiedades ópticas del aerosol respecto de la humedad. Caracterización higroscópica

La metodología que se detalla a continuación ha sido únicamente aplicada a aquellas observaciones lidar efectuadas en las que potencialmente podía existir crecimiento higroscópico del aerosol. Por las razones ya explicadas anteriormente, las exploraciones lidar consideradas para este estudio sólo incluyen aquellas mediciones nocturnas efectuadas en la estación lidar de Madrid durante el período comprendido entre mayo de 2012 y enero de 2014 que estén temporalmente próximas al lanzamiento de radiosondeos desde Barajas (00h UTC), cuyos datos son utilizados para calibrar el canal de vapor de agua del sistema lidar. Además de los problemas de detección asociados a la técnica lidar, el periodo nocturno es más apropiado que el diurno a la hora de analizar el fenómeno descrito, tal y como sugiere MacKinnon (1969), pues el aumento de la señal lidar de backscatter ocasionado por un incremento de la humedad relativa es más susceptible de ser identificado durante la noche.

Los eventos susceptibles de mostrar un crecimiento higroscópico del aerosol fueron identificados por la presencia de un incremento simultáneo del coeficiente de backscatter y de la humedad relativa ambiente a lo largo de un estrato atmosférico determinado. Siempre que ha sido posible, los coeficientes de backscatter y de extinción han sido calculados de forma independiente (Ansmann et al., 1992) a partir del algoritmo de inversión de las señales inelásticas. En ciertas ocasiones dicho algoritmo no pudo ser empleado debido a que la débil señal Raman del nitrógeno produjo un nivel elevado de distorsión de la señal en el término

$$\frac{d}{dr} \left[\ln \frac{N(r)}{r^2 P(r, \lambda_L, \lambda_R)} \right]$$

del algoritmo de inversión de las señales inelásticas. Bajo estas circunstancias, el coeficiente de backscatter y extinción fueron inferidos mediante el algoritmo de inversión de señales elásticas (algoritmo de Klett-Fernald-Sasano).

Así, las propiedades ópticas que se han evaluado en los eventos identificados como higroscópicos son el coeficiente de backscatter, coeficiente de extinción, el β -exponente de Ångström y la LR. De forma adicional, las inversiones proporcionadas por las mediciones integrales de la fotometría solar fueron también incluidas con el objeto de caracterizar en mayor profundidad el evento. Igualmente, las ecuaciones paramétricas que describen el crecimiento higroscópico en función del coeficiente de backscatter (3.45 y 3.46) fueron inferidas:

$$f_{\beta}(HR) = \left(\frac{1 - HR}{1 - HR_{ref}} \right)^{-\gamma} \quad (3.45)$$

$$f_{\beta}(HR) = a(1 - HR)^{-b} \quad (3.46)$$

donde:

- HR y HR_{ref} son la humedad relativa ambiente y la humedad relativa de referencia
- a , b y γ son los parámetros de las aproximaciones empíricas que definen el fenómeno higroscópico observado.

La ecuación 3.45 ya ha sido utilizada previamente por Veselovskii et al (2009) y por Granados-Muñoz (2014), y la segunda fue empleada por Im et al. (2001). El motivo por el que se han empleado estas ecuaciones paramétricas responde a que ambas reproducen francamente bien los resultados experimentales, no identificándose una diferencia significativa en la bondad del ajuste (R^2) entre las dos aproximaciones. Además, cuando la humedad relativa de referencia

fijada es la misma, la utilización de dichas ecuaciones permite la comparación de los parámetros inferidos (γ , a y b) en esta tesis con sus homólogos estimados en los estudios previamente citados, observándose que cuanto mayor es el valor de γ y b en sus respectivas aproximaciones empíricas mayor es el carácter higroscópico del aerosol evaluado.

Por otra parte, basándonos en las conclusiones alcanzadas por Veselovskii et al. (2009), la metodología implementada en la identificación del crecimiento higroscópico del aerosol impone que se cumpla además la siguiente condición: La existencia de un buen grado de mezcla del estrato atmosférico en el cual se examina el crecimiento higroscópico es condición ineludible para poder atribuir las variaciones experimentadas en el coeficiente de backscatter al comportamiento de la humedad relativa hallado en la atmósfera. De lo contrario, no es posible discernir si las alteraciones observadas en el coeficiente de backscatter son debidas al efecto citado o a posibles cambios de la concentración o de la composición química del aerosol que pueden producirse en condiciones de alta estabilidad (y por tanto de menor turbulencia). Este hecho puede llevar a interpretaciones ambiguas en ciertas situaciones cuando se estudia la señal lidar de backscatter.

De este modo, el comportamiento vertical de la temperatura potencial virtual, θ_v , y la razón de mezcla de vapor de agua, r , son utilizados como trazadores para garantizar un adecuado grado de mezcla. De acuerdo a los criterios de estabilidad atmosférica descritos por Arya (1988):

$$\text{Si } \frac{\partial \theta_v}{\partial z} < 0 \text{ la atmósfera es inestable.}$$

$$\text{Si } \frac{\partial \theta_v}{\partial z} > 0 \text{ la atmósfera es estable.}$$

$$\text{Si } \frac{\partial \theta_v}{\partial z} = 0 \text{ la atmósfera es neutra.}$$

Por tanto, un patrón constante de la temperatura potencial virtual y de la razón de mezcla en la dimensión vertical es indicativo de una atmósfera homogénea y bien mezclada. Los perfiles verticales de r y θ_v empleados en dicho análisis son obtenidos respectivamente mediante la técnica Raman lidar y a partir de los registros efectuados por los radisondeos. Una vez cumplidas las condiciones descritas, el estudio del crecimiento higroscópico de aerosoles puede ser llevado a cabo a partir de los parámetros previamente citados que son obtenidos en el estrato atmosférico de interés.

5.6.- Determinación de la altura de la capa residual nocturna

En este apartado se detalla la metodología seguida para el cálculo de la altura de la CRN a partir de la SCR del canal elástico 532 nm y de la señal lidar de vapor de agua (SLVA), relación de las señales Raman de backscatter de vapor de agua y de nitrógeno. Las metodologías que han sido aplicadas a las señales lidar a lo largo del tiempo para proporcionar una estimación de la altura de la PBL en condiciones diurnas son diversas y algunas han quedado claramente superadas, por ejemplo, la propuesta por Melfi et al. (1985) que consideraba ciertos valores umbrales de la SCR para estimar la mencionada altura, y que estaba profundamente condicionado por la elección subjetiva de tal umbral. Los métodos objetivos son los actualmente utilizados siendo los derivativos los más comunes. Entre ellos cabe citar los siguientes: el método del gradiente (Flamant et al., 1997; Hayden et al., 1997), que emplea el mínimo absoluto de la primera derivada de la SCR; el método del punto de inflexión, que hace uso de la distribución vertical de la segunda derivada de la SCR o (Menut et al., 1999); los que aplican la primera derivada del logaritmo de la SCR (Senff et al., 1996), y finalmente, las técnicas basadas en el análisis de las "wavelets", como la propuesta por Cohn and Angevine (2000) en la que dicho algoritmo facilita un localizador del gradiente dependiente de la escala. Esta técnica ha sido perfeccionada posteriormente por Brooks (2003) y Baars (2008) mediante la implementación del término dilación y posibilita estudiar la altura de la capa límite planetaria bajo unas condiciones de ruido inferiores a las que puedan proporcionar las otras técnicas mencionadas; por último también se han desarrollado otras alternativas de cálculo como la aproximación adaptativa basada en el uso de un filtro Kalman extendido (EKF⁴⁸) (Lange et al., 2013). En cualquier caso, se ha demostrado recientemente que los métodos derivativos y aquéllos basados en la técnica de la "wavelet" son esencialmente equivalentes (Comerón et al. 2013).

En el ejercicio desarrollado a lo largo del capítulo 7 de la sección de resultados, el análisis aplicado sobre la SCR se ha basado en el uso del Método del gradiente y de la técnica de la "Wavelet Correlation Transform" (WCT en adelante) con objeto de determinar la altura de la CRN a lo largo de las mediciones efectuadas durante el periodo comprendido entre mayo de 2012 y febrero de 2014. Ambos procedimientos han sido implementados para las señales correspondientes a 532 nm.

El Método del Gradiente busca identificar la altitud a la que se encuentra el mínimo absoluto de la primera derivada de la SCR, pues la variación (disminución) acentuada de la SCR se debe al tránsito entre una región de la atmósfera rica en aerosoles (PBL) y otro estrato pobre en

⁴⁸ EKF: acrónimo inglés de Extended Kalman Filter.

aerosoles que a priori correspondería a la troposfera libre, salvo situaciones especiales. Un efecto semejante se puede observar cuando se analiza la SLVA. Por ello, se ha implementado el método de gradiente sobre las SCR del canal 532 nm y la SLVA, que ha requerido a su vez la utilización de un filtro de Savitzky-Golay para eludir su ruido inherente y facilitar la identificación de la altura de la CRN. Así, se ha estimado oportuno considerar un suavizado de 10 puntos equiespaciados (cada 7.5 m) en el estudio de las señales elásticas corregidas en rango, y 20 puntos (cada 3.75 m) también equi-espaciados en el caso de la SLVA. El método del gradiente ha sido aplicado sobre la SLVA con el propósito de evaluar la validez de este descriptor para inferir la altura de la CRN, pues dicha variable no suele ser tan común en este tipo de estudios como lo son las señales elásticas corregidas en rango. La implementación del método de gradiente sobre la SLVA no requiere una corrección en distancia de la señal porque al ser ésta una relación de señales Raman la dependencia cuadrática con la distancia es cancelada.

La ecuación del Método del Gradiente se describe a continuación:

$$h_{MG} = \min \left[\frac{\partial SCR}{\partial r} \right] \quad (5.40)$$

En ciertas ocasiones pueden encontrarse varios mínimos en la función anteriormente descrita y el mínimo absoluto no tiene porque estar asociado a la altura de la capa mezcla (Sicard et al., 2006). Esta situación se identifica en el análisis nocturno, pues la capa de mezcla generada durante el día, se desacopla en una capa residual y una capa subyacente, registrándose dos mínimos habitualmente en dicha función. En estos casos, el mínimo local detectado a menor altura corresponde con la capa estable nocturna. Sin embargo, el propósito del ejercicio que se planteará en este capítulo es estimar la altitud hasta la que se encuentran los aerosoles generados durante el día sobre la zona de medida, lo que sería la altura de la PBL diurna, pero como el ejercicio se ha desarrollado con medidas nocturnas, la altura del estrato de interés para esa determinación será la correspondiente a la posición de la cima de la capa residual (ver figura 3.10). Por tanto, el método del gradiente aplicado ha sido adaptado ligeramente para evitar confundir la altura de la capa estable nocturna, relativamente cercana a la superficie, con la altura de la CRN, pues de los dos mínimos teóricos que debieran ser hallados, el localizado a mayor altitud será el que corresponda con la altura de la capa residual y por ende de la capa límite planetaria diurna.

La técnica WCT para identificar la altura de la capa límite planetaria se basa en la estimación de la función WCT (W_f) que se define a continuación:

$$W_f(a,b) = \frac{1}{a} \int_{z_b}^{z_t} SCR(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (5.41)$$

Donde z_b y z_t son los límites inferior y superior de la señal corregida en rango. La SCR, en la ecuación (5.41) representa la señal corregida en rango y normalizada por el máximo valor de esta variable. Finalmente, h es la función de Haar y se detalla de la siguiente manera:

$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} +1, b - \frac{a}{2} \leq z \leq b \\ -1, b \leq z \leq b + \frac{a}{2} \\ 0, \text{en otro caso} \end{cases} \quad (5.42)$$

La función de Haar requiere establecer dos términos para su computación. En primer lugar, el término a determina la longitud del paso de la función de Haar y es denominado como dilación. El término b indica la ubicación de dicho paso. De este modo, la WCT mide el grado de semejanza entre h y la SCR, identificándose que cuando existe una reducción acentuada de la SCR, la función WCT alcanza su máximo, denotando b la altura a la que se produce tal observación. La implementación del método WCT exige una elección adecuada del término dilación, pues valores excesivamente bajos conducen a perfiles WCT demasiado ruidosos y por el contrario un exagerado valor de la dilación podría subestimar la estructura atmosférica de interés.

Según Brooks (2003), el valor óptimo del término dilación debiera ser equivalente a la longitud del estrato atmosférico en el que se produce la transición entre la troposfera libre y la capa de mezcla. Por otra parte, Baars et al. (2008) sugieren la utilización de un valor umbral aplicable a la función WCT que permita distinguir aquellas variaciones abruptas vinculadas a la cima de la capa de mezcla. En un análisis de sensibilidad realizado sobre las señales lidar registradas por la estación de Madrid, se ha considerado apropiado definir el término $a = 300$ m, así como un valor umbral de 0.05 para la función WCT. Asimismo, Granados-Muñoz et al. (2012) sugieren parámetros similares para la estimación de la capa de mezcla e, indican a su vez que la incertidumbre asociada al cálculo de la capa de mezcla mediante este método es del orden de $a/2$.

Por tanto, la altura de la capa de mezcla es definida por el valor de la WCT que siendo un máximo local supere el valor umbral establecido y a la vez se encuentre situado a más baja altura. Como se ha explicado anteriormente la aplicación de este criterio durante el estudio

nocturno podría llevar a excluir la capa residual y por ello se ha desestimado el primero de los máximos encontrados en la WCT, escogiéndose el segundo máximo que supera el valor umbral y que está localizado a una cota superior.

5.7.- Algoritmos para la obtención de propiedades microfísicas

5.7.1.- LIRIC

AERONET facilita a través de su página web información de las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol atmosférico caracterizado a escala planetaria a partir de las observaciones de radiancia realizadas mediante fotometría solar. Sin embargo, dichos parámetros son representativos de toda la columna atmosférica explorada, lo que permite establecer condiciones de cierre en el estudio de las distribuciones en altura de las propiedades ópticas del aerosol atmosférico, porque aunque estos perfiles verticales pueden ser explorados mediante la instrumentación lidar, la extracción de información microfísica del aerosol es compleja. De este modo, gracias a la colaboración del Institute of Physics (Minsk) y el Laboratoire d'Optique Atmosphérique de la Université de Lille (Francia), surgido recientemente en el marco del proyecto europeo ACTRIS⁴⁹ (la página web www.actris.net incluye información detallada sobre dicho proyecto), un algoritmo de inversión denominado LIRIC, combina observaciones lidar y fotometría solar con el objeto de proporcionar la distribución vertical de ciertas propiedades microfísicas del aerosol atmosférico (Chaikovsky et al., 2008, 2012).

LIRIC es un código que implementa el análisis combinado de las señales elásticas de backscatter en tres longitudes de onda proporcionadas por un lidar multifrecuencia junto con las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol resueltas de forma integral en toda la columna atmosférica mediante las observaciones de fotometría solar (Wagner et al., 2013). El objetivo principal de este código es inferir la distribución de altura (en volumen) de los modos fino y grueso del aerosol atmosférico.

LIRIC emplea la siguiente información facilitada por la técnica de fotometría solar: el índice de refracción, el coeficiente de backscatter integrado, el primer elemento de la matriz de scattering (a 180°), el espesor óptico, el albedo de dispersión simple, la lidar ratio, el exponente de Ångström, la distribución del tamaño de partículas, la relación de partículas esféricas respecto a las esferoidales (% de esfericidad) y la concentración en volumen de los modos finos y gruesos.

⁴⁹ ACTRIS: acrónimo inglés de Aerosol, Clouds and Trace gases Research InfraStructure network.

La inversión de las mediciones de radiancia que utiliza AERONET para inferir las propiedades ópticas y microfísicas mencionadas están ampliamente descritas y documentadas (Dubovik and King, 2000; Dubovik et al. 2002a, 2002b, 2006). La inversión de AERONET está basada en la búsqueda del mínimo de la distribución bimodal del tamaño de partículas (concentración en volumen) en el rango de radios de partículas que abarca desde 0.194 μm hasta 0.576 μm , con el objeto de discernir el modo fino del modo grueso (Dubovik et al., 2006). Asimismo, los algoritmos de inversión de AERONET asumen un modelo de aerosol compuesto por una mezcla de partículas esféricas y esféricas, así como un valor constante de cada una de las propiedades ópticas y microfísicas inferidas para toda la columna atmosférica exploradas (Dubovik et al., 2006). Estas asunciones son a su vez realizadas por el código LIRIC pues constituyen el argumento de entrada del algoritmo.

Respecto a la información de las propiedades ópticas del aerosol facilitada por la instrumentación lidar, LIRIC utiliza las señales elásticas de backscatter de las tres longitudes de onda de un lidar multifrecuencia: 355, 532 y 1064 nm. Si la medida de depolarización en el canal 532 está disponible, es posible realizar una distinción entre la contribución esférica y esférica del modo grueso (Kokkalis et al., 2013). No obstante, dicho canal de depolarización no está implementado en el sistema de detección del sistema lidar de la estación de Madrid y consecuentemente esta caracterización no es posible llevarla a cabo.

Una vez que se dispone de los datos de fotometría solar y de lidar, éstos son introducidos como argumentos de entrada del código LIRIC. De esta forma, el código LIRIC emplea un algoritmo optimizado estadísticamente basado en el método de los mínimos cuadrados sobre un conjunto de tres ecuaciones para determinar la distribución vertical de la concentración (en volumen) de los modos fino y grueso del aerosol. Se asume, por tanto, que los datos de entradas son variables aleatorias que siguen una distribución normal y para alcanzar una estimación "óptima" se aplica el método de máxima probabilidad. El código LIRIC es llamado frecuentemente una inversión, sin embargo se trata más bien de un proceso de ajuste. Las tres ecuaciones matemáticas citadas incluyen: la ecuación lidar multifrecuencia que facilita la información de los parámetros verticales del aerosol. Una segunda ecuación que define las propiedades integrales del aerosol en la columna atmosférica explorada por el fotómetro solar y finalmente una tercera ecuación que introduce restricciones en la variabilidad vertical de los perfiles de concentración (volumen) en altura (Granados-Muñoz, 2014).

Así las dos primeras ecuaciones tienen la siguiente forma (Wagner et al., 2013):

$$L^*(\lambda, z, P) = L(\lambda, C_{f,c}(z), z) + \Delta_L(\lambda, z) \quad (5.43)$$

$$W^*(V_{f,c}) = W(C_{f,c}(z)) + \Delta_W \quad (5.44)$$

La primera ecuación representa la función de la señal lidar medida L^* , dependiente de la longitud de onda λ , la altura z y la propia señal lidar P . La señal lidar calculada se denota mediante L y depende de λ , z y la concentración de los modos fino (f) y grueso (c) del aerosol ($C_{f,c}$). Δ_L es la desviación hallada entre L^* y L que viene determinada por la matriz de covarianza Ω_L , cuyos elementos representan la dispersión de las diferencias entre las mediciones medidas y estimadas (L^* y L) que son dependientes de la coordenada z . De forma similar, W^* es la concentración volumétrica ($V_{f,c}$) de los modos fino y grueso medida por el fotómetro solar e integrada en toda la columna atmosférica. W representa los perfiles de concentración en altura de los modos fino y grueso calculados. El cuadrado de los errores es utilizado como una estimación de la matriz de covarianza Ω_W que está vinculado a $\Delta_W = W^* - W$.

La tercera y última ecuación define la restricción de suavizado que es necesaria para alcanzar una solución estable en el algoritmo de cálculo debido a que es un problema mal formulado ("ill-posed") (Tikhonov and Arsenin, 1977). Este tipo de problemas se caracterizan por la disponibilidad incompleta de datos iniciales de partida y por tanto la existencia de distintas soluciones al problema. De esta forma, $\Delta^i C_{f,c}(z)$ es la diferencia *iésima* con $i = (1, 2, 3, \dots)$. $C_{f,c}$ son las funciones de concentración del modo fino y grueso. G_i denota una matriz que se define a continuación. En aplicaciones de suavizado del aerosol se utiliza comúnmente la segunda derivada (King et al., 1978; King, 1982). Para $i = 2$, $\Delta^i C_{f,c}(z)$ toma la siguiente forma:

$$\Delta^2 C_{f,c}(z_n) = \Delta^1 C_{f,c}(z_n) - \Delta^1 C_{f,c}(z_{n+1}) = C_{f,c}(z_n) - 2C_{f,c}(z_{n+1}) + C_{f,c}(z_{n+2}) \quad (5.45)$$

La matriz de los coeficientes dados por G_2 permite el cálculo de un vector d_2 que comprende los elementos $\Delta^2 C_{f,c}(z_n)$:

$$d^2 = G_2 C_{f,c} \quad (5.46)$$

De esta forma, se asume que la derivada se aproxima a 0 con algunas desviaciones Δd^2 :

$$d^2 = 0^* - \Delta_{d_2} \quad (5.47)$$

La ecuación de restricción de suavizado puede escribirse finalmente como:

$$0_{f,c}^* = G_2 C_{f,c} + \Delta_{0,f,c} \quad (5.48)$$

Donde $0_{f,c}^*$ es la ecuación de restricción de suavizado, siendo G_2 la matriz de diferencias de segundo orden y Δ las correspondientes desviaciones.

5.7.2.- Inversión con regularización

El método de inversión con regularización es una técnica matemática aplicada para resolver problemas mal formulados ("ill-posed"), que presentan una disponibilidad inicial de los datos de partida limitada e incompleta y que tiene por tanto un conjunto de soluciones no único (Tikhonov and Arsenin, 1977; Bockmann, 2001). Fue a finales de los años 90 cuando se aplicó por primera vez el concepto de regularización de Tikhonov para estimar ciertas propiedades microfísicas del aerosol atmosférico mediante la inversión de la distribución vertical de las propiedades ópticas observadas mediante un lidar multifrecuencia en el ITR⁵⁰ (Müller et al., 1999 a),b)). Dichas propiedades ópticas estaban conformadas por los coeficientes de backscatter y extinción del aerosol atmosférico inferidos de forma independiente. Inicialmente, el conjunto de propiedades ópticas requerido por el método de regularización era de 8 coeficientes, 6 coeficientes de backscatter (355, 400, 532, 710, 800 y 1064 nm) y, 2 coeficientes de extinción (355 y 532 nm). No obstante, a día de hoy es posible llevar a cabo dicho procedimiento matemático a partir de un menor número de datos iniciales de partida (Veselovskii et al., 2002). En concreto esto es incluso posible para una configuración 3+1 (3 coeficientes de backscatter: 355, 532, 1064 nm y 1 coeficiente de extinción: 355 nm).

De esta forma, el problema de inversión que relaciona las propiedades ópticas con otras magnitudes físicas está descrito por la ecuación integral de tipo Fredholm de primera clase. Las siguientes relaciones describen el coeficiente de backscatter y el coeficiente de extinción del aerosol atmosférico respectivamente:

$$\beta_i = \int_0^{\infty} K_{\beta}(m, r, \lambda_i) f(r) dr \quad (5.49)$$

$$\alpha_i = \int_0^{\infty} K_{\alpha}(m, r, \lambda_i) f(r) dr \quad (5.50)$$

⁵⁰ ITR: acrónimo inglés de Institute for Tropospheric Research.

Donde r es el radio de la partícula, m representa el índice de refracción de la partícula compuesto tanto por la parte real como imaginaria, λ_i es la longitud de onda, $K_\beta(m, r, \lambda_i)$ y $K_\alpha(m, r, \lambda_i)$ denotan las funciones kernel del backscatter y la extinción respectivamente, que pueden ser calculadas mediante la teoría Mie si se consideran partículas esféricas. $Q_{\alpha,\beta}$ son las eficiencias de extinción y backscatter respectivamente.

$$K_{\alpha,\beta}(m, r, \lambda_i) = \pi r^2 Q_{\alpha,\beta}(m, r, \lambda_i) \quad (5.51)$$

El término $f(r)$ es la distribución del tamaño de partícula expresado como el número de partículas por unidad de volumen en el rango de radio comprendido entre r y $r+dr$. La ecuación puede ser reescrita de una forma más generalizada:

$$g_i(\lambda_i) = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} K_j(m, r, \lambda_i) f(r) dr \quad (5.52)$$

Donde j es α ó β , $g_i(\lambda_i)$ es el dato óptico a la longitud de onda λ_i , y r_{\min} y r_{\max} denotan los límites inferior y superior del radio de las partículas evaluadas en la integral. Sin embargo la ecuación propuesta no tiene solución analítica (requiere resolverse de manera numérica) y por ello debe de implementarse el método de regularización. Bajo esta aproximación la ecuación 5.52 puede ser reescrita del siguiente modo:

$$g_p^\delta = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} K_p(m, r) f^\delta(r) dr \quad (5.53)$$

Donde g_p^δ son los datos ópticos "distorsionados" (observados mediante la técnica lidar, α ó β), $f^\delta(r)$ es la función correspondiente que describe la distribución de tamaños de los aerosoles y $p = j, \lambda$. Esta integral puede ser aproximada a una suma que consta de las siguientes funciones base $B_j(r)$:

$$f^\delta(r) = f^{\sim\delta}(r) + \varepsilon = \sum_j C_j B_j(r) + \varepsilon \quad (5.54)$$

El término $f^{\sim\delta}(r)$ es una solución aproximada mientras que ε es el error en la solución, C_j son constantes de ponderación. $B_j(r)$ son las B-funciones por tramos, que en este caso tienen forma triangular:

$$B_j(r) = \begin{cases} 0; r < r_{j-1} \\ 1 - \frac{r_j - r}{r_j - r_{j-1}}; r_{j-1} < r \leq r_j \\ 1 - \frac{r - r_j}{r_{j+1} - r_j}; r_j < r \leq r_{j+1} \\ 0; r > r_{j+1} \end{cases} \quad j = 1 \dots N, \quad (5.55)$$

Siendo r_0 y r_{N+1} los límites del rango de tamaños considerados en la inversión. Este rango de tamaños viene definido por la ventana de inversión, de forma que N es el número B-funciones por tramo consideradas. Asimismo, cada uno de los puntos considerados en el intervalo $[r_0, r_{N+1}]$ están equi-espaciados. Según el algoritmo de Veselovskii et al. (2002) N siempre coincide con el número de datos ópticos disponibles. Haciendo uso de las ecuaciones anteriores, se puede describir los datos ópticos como una combinación lineal:

$$g_p^\delta = \sum_{j=1}^N A_{pj}(m) C_j + \varepsilon^\nabla \quad (5.56)$$

De forma que A_{pj} y ε^∇ son estimadas a partir de las funciones kernel, las funciones base y los errores de acuerdo a:

$$A_{pj}(m) = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} K_p(m, r) B_j(r) dr \quad (5.57)$$

$$\varepsilon_p^\nabla = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} K_p(m, r) \varepsilon(r) dr \quad (5.58)$$

Escribiendo en forma vectorial la variable g^δ , la ecuación queda de la forma:

$$g^\delta = AC + \varepsilon^\nabla \quad (5.59)$$

Siendo las matrices $A = [A_{pj}]$, $C = [C_j]$ y $\varepsilon^\nabla = \varepsilon_p^\nabla$. Despejando se obtiene:

$$C = A^{-1} g^\delta + \varepsilon, \quad (5.60)$$

Donde $\varepsilon = -A^{-1} \varepsilon^\nabla$ es el vector error y A^{-1} es la inversa de la matriz A . Así, el problema de inversión queda reducido al cálculo de la matriz C . Como ya se ha mencionado dada su naturaleza la solución a dicha ecuación es inestable y por tanto es necesario hacer uso de la técnica de regularización para obtener finalmente una solución f de carácter más estable. La regularización es utilizada para reducir el número de soluciones posibles, restringiendo la diferencia más grande aceptable entre el AC y g a:

$$e^2 \geq \|\varepsilon\|^2 = \|AC - g\|^2 + \gamma \Gamma(f) \quad (5.61)$$

Sólo las soluciones que minimizan ε son aceptadas. El término de penalización $\Gamma(f)$ es controlado por el multiplicador lagrangiano γ y reduce las oscilaciones en la distribución de tamaños de partículas obtenidas. Este término se define por:

$$\Gamma(f) = C^T H C \quad (5.62)$$

Donde C^T es la matriz traspuesta de C . La matriz H es llamada la matriz de suavizado que describe la limitación física tal que las distribuciones de tamaño no presentan significativas fluctuaciones en un rango de tamaño pequeño de partícula. La matriz H determina la máxima diferencia entre los factores de ponderación de las sucesivas funciones de base. Finalmente C queda definido:

$$C = (A^T A + \gamma H)^{-1} A^T g \quad (5.63)$$

La diferencia fundamental en la estimación de C con y sin regularización radica en el cálculo de la matriz H .

Por otra parte, el multiplicador lagrangiano γ , que puede tomar valores de 0 a ∞ determina el grado de suavizado. El método aplicado para la obtención de este parámetro es mediante el método de máxima probabilidad (aproximación bayesiana).

Para un conjunto de datos ópticos iniciales de partida introducido en el algoritmo de regularización, sólo una fracción de las soluciones proporcionadas son válidas. Ello exige un análisis exhaustivo y cuidadoso de las inversiones inferidas, pues varios cientos de soluciones son consideradas válidas de un total de cientos de miles. De este modo, la concentración numérica de aerosoles promediada y el índice de refracción medio son hallados a partir del conjunto de soluciones válidas. El radio efectivo medio es inferido según la relación:

$$r_{\text{eff}} = \frac{\int f(r) r^3 dr}{\int f(r) r^2 dr} \quad (5.64)$$

Las principales limitaciones del algoritmo utilizado son que el índice de refracción es considerado independiente de la longitud de onda y que la distribución de tamaños fuera del rango de radios 0.05-10 μm es considerada 0.

6. Resultados J. Puesta a punto de la estación lidar de Madrid- CIEMAT

6.1.- Introducción

Cómo se ha comentado, la red de sistemas de teledetección lidar EARLINET fue fundada en el año 2000 con el objetivo principal de establecer una climatología del aerosol a nivel europeo (Bösenberg et al, 2001; Pappalardo et al., 2014). A pesar de que todos los sistemas están específicamente diseñados para la observación de aerosoles en la troposfera y parcialmente en la estratosfera, esta red de trabajo comprende una gran variedad de sistemas lidar con diferentes soluciones técnicas para llevar a cabo el estudio y seguimiento del aerosol atmosférico. Debido a esta diversidad, es necesario aplicar unos programas de control de calidad a dichos sistemas que permitan garantizar la fiabilidad de las medidas efectuadas. Estos programas de control de calidad incluyen no sólo los tests de control citados anteriormente, sino también programas de intercomparación de sistemas lidar, puesto que es prácticamente imposible validar las medidas de aerosoles realizadas por los sistemas lidar por comparación con otras medidas independientes. Por ello, los programas de intercomparación de sistemas lidar instalados en un mismo lugar es el método comúnmente aceptado para valorar el funcionamiento de dichos sistemas de teledetección. Así, con el objeto de flexibilizar la estrategia de los programas de intercomparación y cubrir un mayor número de estaciones lidar que sean intercomparadas, se suelen definir varios sistemas lidar móviles que son utilizados como referencia y que son desplazados a los lugares donde se desarrollen los programas de intercomparación. El objetivo final de estos programas es identificar las principales deficiencias que puedan conducir a errores sistemáticos de las medidas efectuadas por los equipos lidar (Wandinger et al., 2016). De esta forma, en el marco del proyecto EARLINET-ASOS, se llevó a cabo la campaña SPALI10 en Madrid (en las instalaciones del CIEMAT) durante los meses de octubre y noviembre de 2010 (18/10-5/11) (Fernández-Gálvez et al., 2013, Molero et al., 2012),

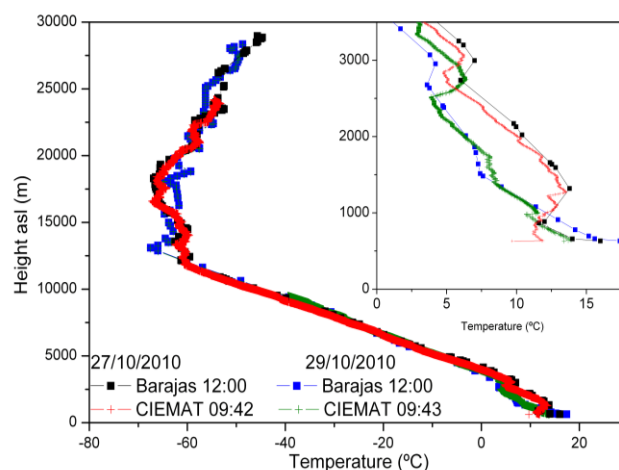
donde se intercompararon cuatro sistemas lidar (entre ellos el de la estación de Madrid-CIEMAT) respecto a un lidar de referencia italiano.

Durante dicha campaña se contó con la colaboración del Grupo de Atmósfera del INTA⁵¹, lo que permitió la realización de algunos radiosondeos desde el mismo emplazamiento de CIEMAT, al objeto de obtener los datos meteorológicos necesarios para el procesamiento de las señales lidar. También se contó con los resultados de los radiosondeos del aeropuerto de Barajas, proporcionados por AEMET.

Como paso previo a la intercomparación de sistemas lidar y a los cálculos necesarios (extinción molecular o Rayleigh) para desarrollar los tests de control de calidad, se evaluó el grado de semejanza entre los radiosondeos llevados a cabo desde el CIEMAT y desde el aeropuerto de Barajas. Para ello, se procedió a la suelta de globos sonda desde la estación lidar del CIEMAT, intentando que el lanzamiento se produjera en momentos parecidos a los diariamente programados en Barajas.

A modo ilustrativo, la figura 6.1 muestra los resultados obtenidos los días 27 y 29 de octubre de 2010, observándose que las condiciones atmosféricas de los estratos atmosféricos más próximos a la superficie terrestre en ambos emplazamientos presentan las mayores discrepancias, aunque reducidas, y que más allá de los 3 km de altura el comportamiento de los perfiles de temperatura no difieren de modo significativo en Barajas y en el CIEMAT. Los radiosondeos realizados en los siguientes días de la campaña de intercomparación mostraron un comportamiento muy parecido al mostrado en la figura 6.1. No se aporta un análisis en mayor profundidad debido a que el apartado dedicado a la calibración del vapor de agua expondrá de forma suficiente el grado de similitud de ambos emplazamientos desde el punto de vista meteorológico.

Figura 6.1. Comparación de radio-sondeos Barajas-CIEMAT.



⁵¹ INTA: acrónimo inglés de Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial.

Como consecuencia del grado de coincidencia entre los radiosondeos del CIEMAT y Barajas, las condiciones atmosféricas de presión y temperatura, imprescindibles para el cálculo de la atmósfera Rayleigh, fueron halladas a partir de los radiosondeos del aeropuerto de Barajas, sin temer la introducción de error en ellas por tratarse de emplazamientos distintos, eliminándose la necesidad de la suelta de globos sonda desde la estación lidar de CIEMAT para cada una de las mediciones lidar que requieren la caracterización de la atmósfera Rayleigh.

6.2.- Intercomparación de sistemas lidar: Campaña SPALI10

Durante la campaña SPALI10 se compararon medidas simultáneas de los sistemas lidar de 5 estaciones pertenecientes a EARLINET. El instrumento lidar italiano de Potenza actuó como sistema de referencia (Tabla 6.1), puesto que la calidad de sus medidas ya había sido certificada en intercomparaciones anteriores.

Sistemas Lidar	Abreviatura
Potenza (<i>referencia</i>)	po
Madrid (<i>intercomparado</i>)	ma
Barcelona (<i>intercomparado</i>)	ba
Évora (<i>intercomparado</i>)	ev
Granada (<i>intercomparado</i>)	gr

Tabla 6.1. Sistemas lidares intercomparados en la campaña SPALI10.

Los equipos fueron orientados al cenit, instalándose unos muy próximos a otros, no existiendo una distancia entre ellos en línea recta superior a 100 m. Los resultados aportados se estudiaron minuciosamente para valorar el comportamiento, prestaciones y rango útil de cada sistema lidar en el análisis de una misma región atmosférica durante el mismo período de tiempo.

Las mediciones del equipo lidar se realizaron a lo largo de diferentes periodos (diurnos y nocturnos) varias veces por día. Cada sesión de medida duró un periodo de al menos varias horas con el fin de encontrar un periodo de 30 minutos que presentase unas condiciones atmosféricas estables para su posterior procesamiento. Con el objeto de evitar diferencias en el preprocesamiento de las señales experimentales, todos los sistemas lidar descargaron los datos a un servidor con un promedio temporal de la señal de 1 minuto. Posteriormente, los datos fueron analizados por una unidad de cálculo común (SCC, Single Calculus Chain, mencionada en el capítulo 5).

Durante la campaña se realizaron reuniones diarias para discutir y decidir las correcciones requeridas por cada equipo en función de los resultados de las medidas. La comparación de las señales corregidas en rango de los sistemas lidar participantes con la del equipo de referencia a lo largo de la campaña SPALI10 permitió identificar los problemas existentes de cada uno de los instrumentos participantes y su resolución. A continuación, se resumen las principales dificultades y contratiempos que fueron encontrados en la estación lidar de Madrid-CIEMAT (representado con una línea verde, ma, en las siguientes figuras).

El canal 355 nm manifestó un desalineamiento durante los primeros días (tomado como ejemplo el 25 de octubre), de forma que el máximo de la SCR se situaba desplazado hacia la derecha respecto al máximo de la señal alcanzada por Potenza (lidar de referencia, representado en la figura 6.2 con un trazo de color rojo), hecho indicativo de que el solapamiento de la señal de Madrid se alcanzaba a una altura superior a la presentada por el sistema de referencia. El problema se resolvió con un realineamiento del canal que permitió alcanzar una altura de solapamiento de la señal más cercana a la superficie (más acorde a los parámetros de diseño) y, por tanto, más parecida a la de Potenza. La figura 6.3, correspondiente al 4 de noviembre, muestra que los máximos de las señales corregidas en rango de ambos equipos se alcanzaban de forma simultánea. No obstante, realizada la corrección, la señal de Madrid parecía sobreestimar la presencia de aerosoles en los primeros metros de altura, cuestión que requirió una posterior y ligera optimización del realineamiento del canal 355 nm. Concluyendo, el realineamiento realizado permitió caracterizar la atmósfera más cerca de la superficie.

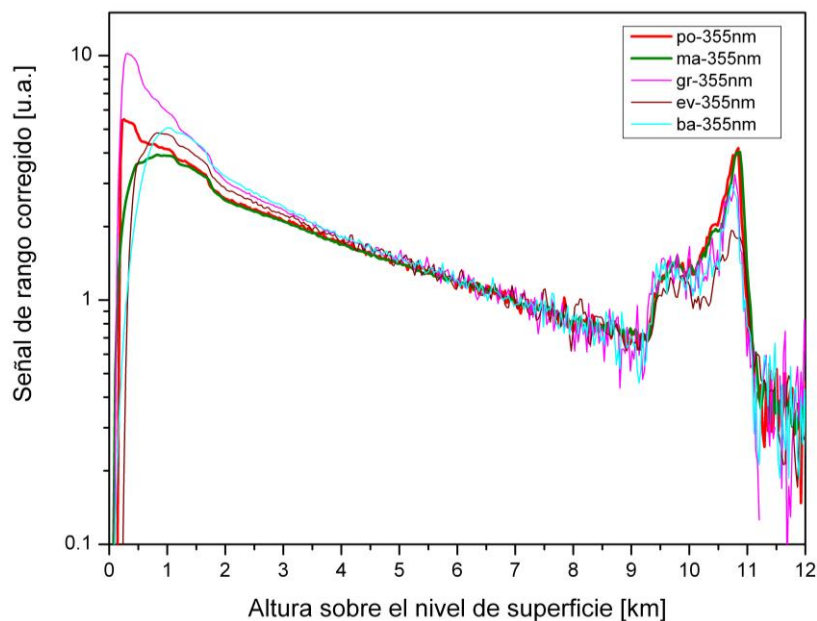


Figura 6.2. Señal corregida en rango (unidades arbitrarias) del canal 355 nm el día 25 de octubre de los lidars participantes en la campaña SPALI10.

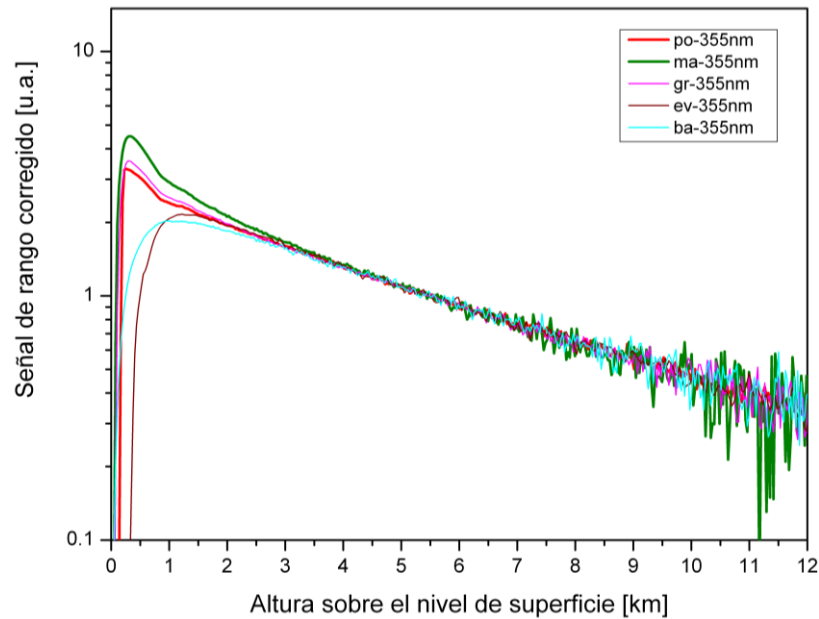


Figura 6.3. Señal corregida en rango (unidades arbitrarias) del canal 355 nm el día 4 de noviembre de los lidares participantes en la campaña SPALI10.

El canal 1064 nm reveló una sobreestimación de los aerosoles existentes en las capas más bajas de la atmósfera durante el inicio de la campaña. Además, la relación señal-ruido encontrada a partir de los 3 km de distancia sobre el suelo fue bastante baja y mostraba a su vez una considerable desviación de la señal respecto a la referencia. El problema identificado se debió a un inadecuado valor del voltaje del APD. Los fotodiodos de avalancha presentan un rango de voltaje de operación, de forma que trabajando con valores bajos de tensión el detector actúa de forma más segura y se evita su deterioro. Sin embargo, la detección de las señales no es tan buena como cuando se trabaja con valores más elevados de voltaje, a pesar de que en estas condiciones existe una mayor probabilidad de que el equipo se deteriore. Por tanto, la corrección consistió en un aumento del voltaje del APD, lo cual permitió una mejora en la identificación de las señales. El día 1 de noviembre, la señal de Potenza y la de Madrid son prácticamente iguales para la longitud de onda 1064 nm y la relación señal-ruido se había mejorado respecto a los primeros días (figura 6.4). No obstante, después de llevarse a cabo la campaña SPALI10, el detector (de diámetro 0.8 mm) del APD fue modificado por otro detector de mayor diámetro (3 mm) lo que permitió mejorar la relación señal ruido especialmente en el rango lejano.

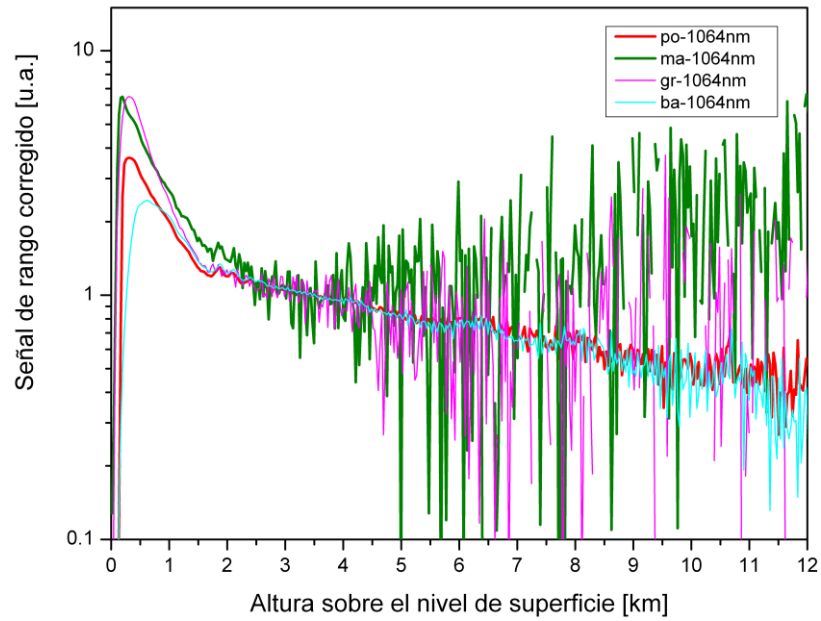


Figura 6.4. Señal corregida en rango (unidades arbitrarias) del canal 1064 nm el día 25 de octubre de los lidars participantes en la campaña SPALI10.

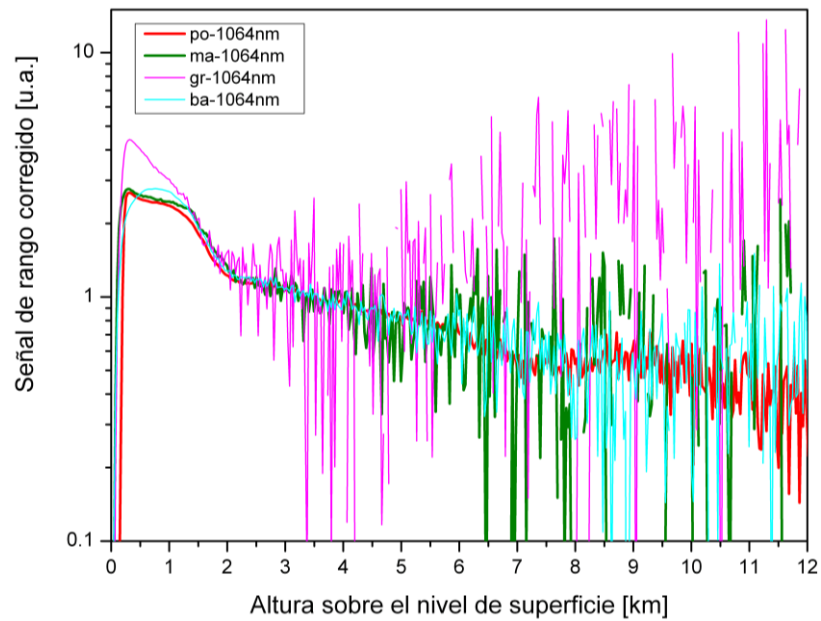


Figura 6.5. Señal corregida en rango (unidades arbitrarias) del canal 1064 nm el día 1 de noviembre de los lidars participantes en la campaña SPALI10.

El canal 532 nm no requirió la implantación de ninguna medida de corrección pues las señales de referencia (Potencia) y de Madrid fueron semejantes desde el comienzo de la campaña tal y como refleja la figura siguiente.

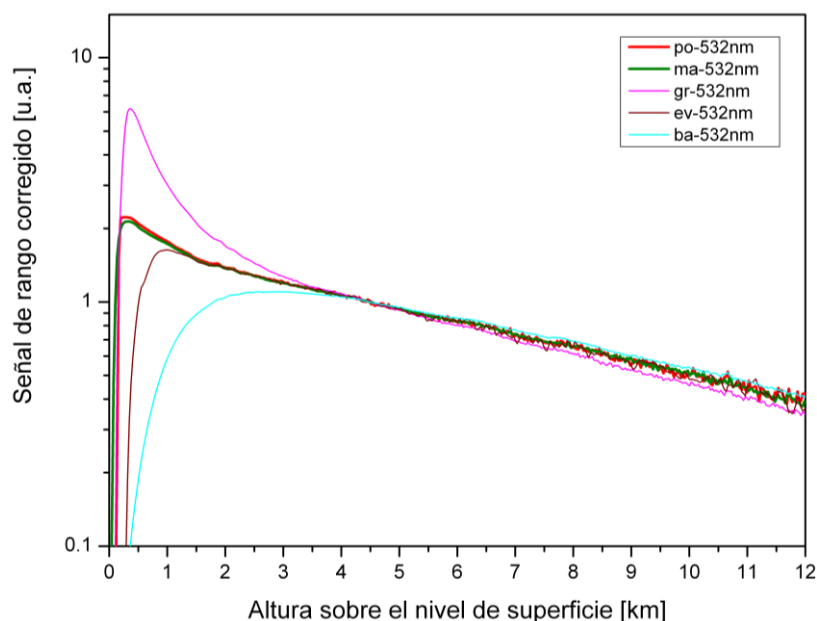


Figura 6.6. Señal corregida en rango (unidades arbitrarias) del canal 532 nm el día 25 de octubre de los lidars participantes en la campaña SPALI10.

Los resultados de los canales Raman en las longitudes de onda 387 y 607 nm no son mostrados debido a que no pudieron intercompararse de forma adecuada con el lidar de referencia porque el procesamiento subsiguiente de las señales no se realizó bajo el cambio de resolución acordado del sistema de adquisición de datos Licel para intercomparar todos los sistemas, y además, porque se convino la necesidad de reemplazar los dos fotomultiplicadores Hamamatsu R928 utilizados en esos canales por el R7400-20 para el canal 607 nm y por el R998-U para el canal 387 nm debido a la no linealidad de las señales Raman (Wandinger et al., 2016).

Por último, no se muestra el estado del canal de vapor de agua (408 nm) respecto a los tests de control ni del ejercicio de intercomparación, que se efectuaron durante las fechas anteriormente expuestas, puesto que la instalación de dicho canal fue posterior. Además, el canal de vapor de agua no es objeto de intercomparación hoy en día puesto que el objetivo de la red EARLINET es el estudio climatológico del aerosol

6.3.- Tests de control de calidad

A continuación, se detallan los resultados de los primeros tests de control de calidad que se han efectuado a lo largo de la fase experimental de esta tesis para proporcionar una información más detallada sobre los procedimientos de control de calidad y reflejar la propia puesta a punto del equipo lidar. Los tests de control que se presentan permiten reflejar las mejores introducidas

en la configuración del equipo lidar después de haberse realizado la intercomparación de dicho instrumento en la campaña SPALI10, especialmente en lo que se refiere a la mejora de la relación señal ruido del canal 1064 nm y la implementación de los nuevos fotomultiplicadores para los canales Raman.

Por último, debe mencionarse que la realización de los tests de control de calidad (Freudenthaler, 2010) son de obligatorio cumplimiento para todas las estaciones integrantes de la red EARLINET, con el objeto de evaluar periódicamente el estado de operatividad de cada sistema y de garantizar la fiabilidad de los resultados. De forma anual, se realiza un informe con los resultados de los tests citados, efectuados por todas las estaciones EARLINET, que es publicado en la sección de documentación de la página web www.actris.eu. Se describen en los siguientes apartados los tests de control de calidad efectuados el 20 de octubre 2011.

6.3.1.- Test Ajuste Rayleigh

Las figuras 6.7, 6.8, 6.9, 6.10, 6.11 exponen los resultados del test de calidad del Ajuste Rayleigh aplicado sobre las señales corregidas en rango para la configuración de la estación lidar de Madrid (que era 3+2 en octubre de 2011).

En todos los canales analizados, la función descrita por el trazo rojo corresponde a la SCR experimental que ha sido normalizada y suavizada. A su vez, la línea negra simboliza la SCR teórica debido a la retrodispersión molecular (Rayleigh), calculada con la aplicación informática MATLAB, empleándose como variables de entrada: los perfiles en altura de la presión y la temperatura registrados por los radiosondeos.

Durante el proceso de normalización de la SCR se ha calibrado la misma respecto de la señal teórica producida por la retrodispersión molecular. De este modo, haciendo coincidir ambas señales se identifica la región atmosférica en la que la retrodispersión se debe únicamente a las moléculas. Si a partir de la zona de ajuste Rayleigh la atmósfera está suficientemente limpia de aerosoles y nubes, las señales experimentales deben coincidir con los perfiles teóricos esperados.

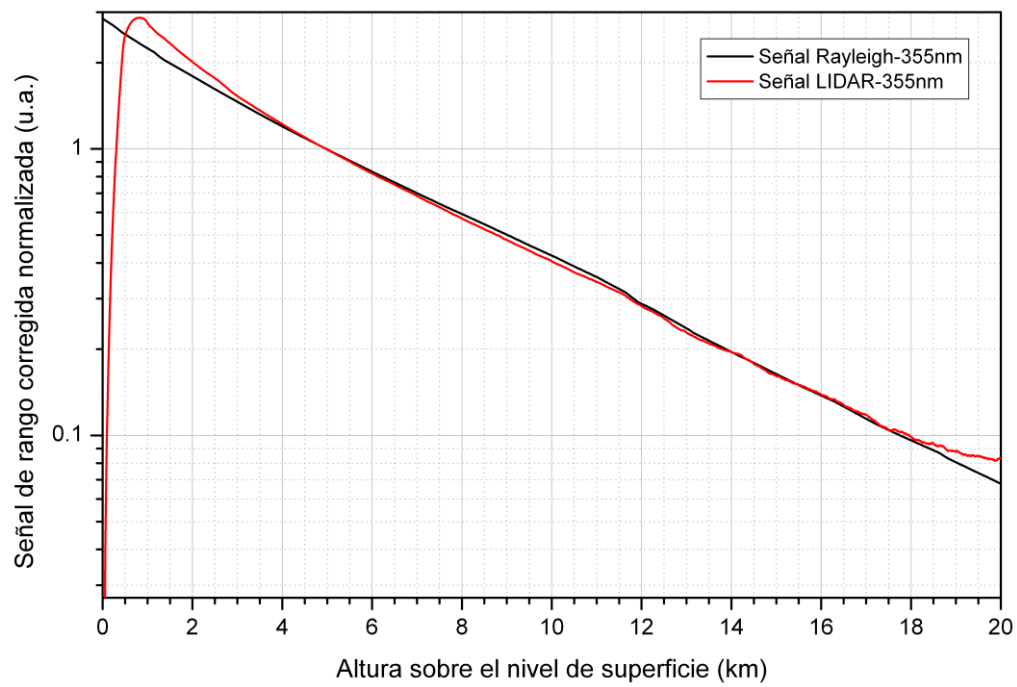


Figura 6.7. Señal corregida en rango normalizada del canal 355 nm junto a su señal Rayleigh correspondiente.

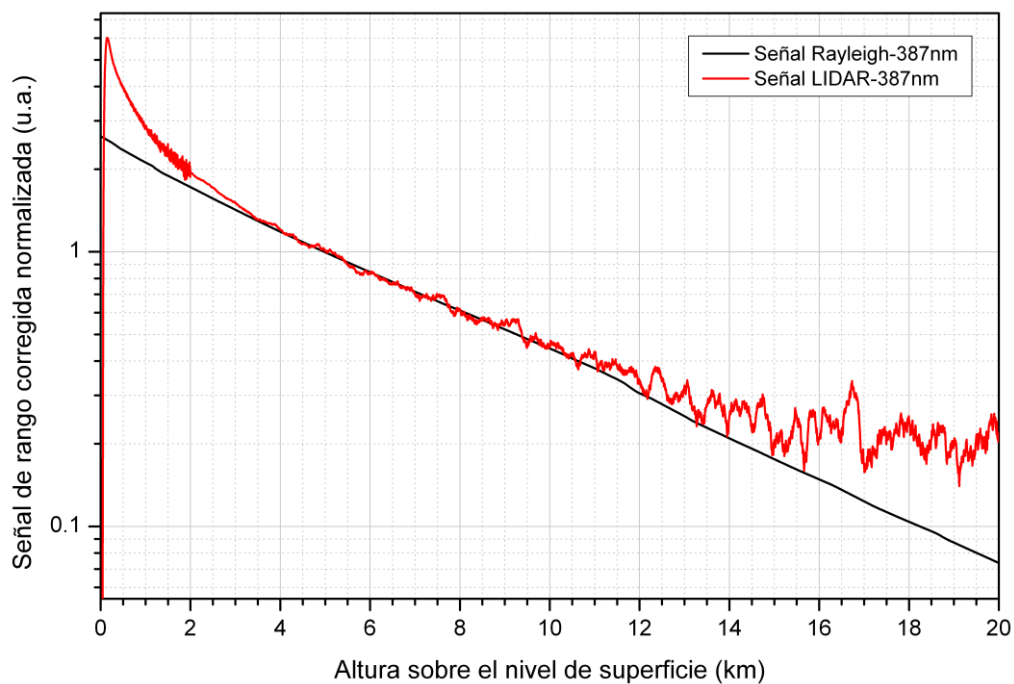


Figura 6.8. Señal corregida en rango normalizada del canal 387 nm junto a su señal Rayleigh correspondiente.

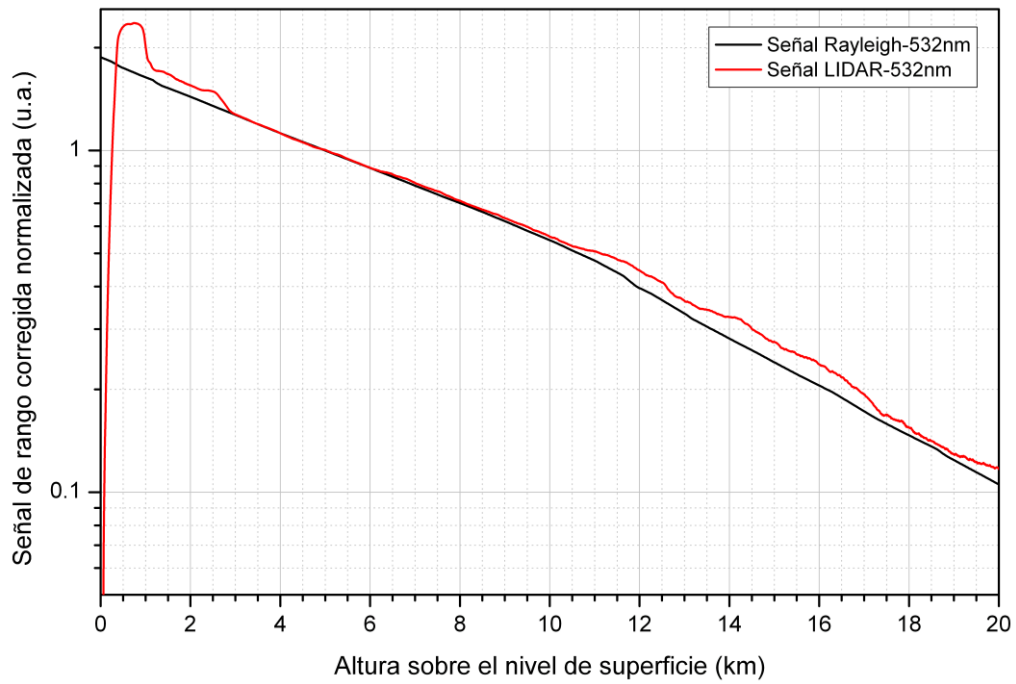


Figura 6.9. Señal corregida en rango normalizada del canal 532 nm junto a su señal Rayleigh correspondiente.

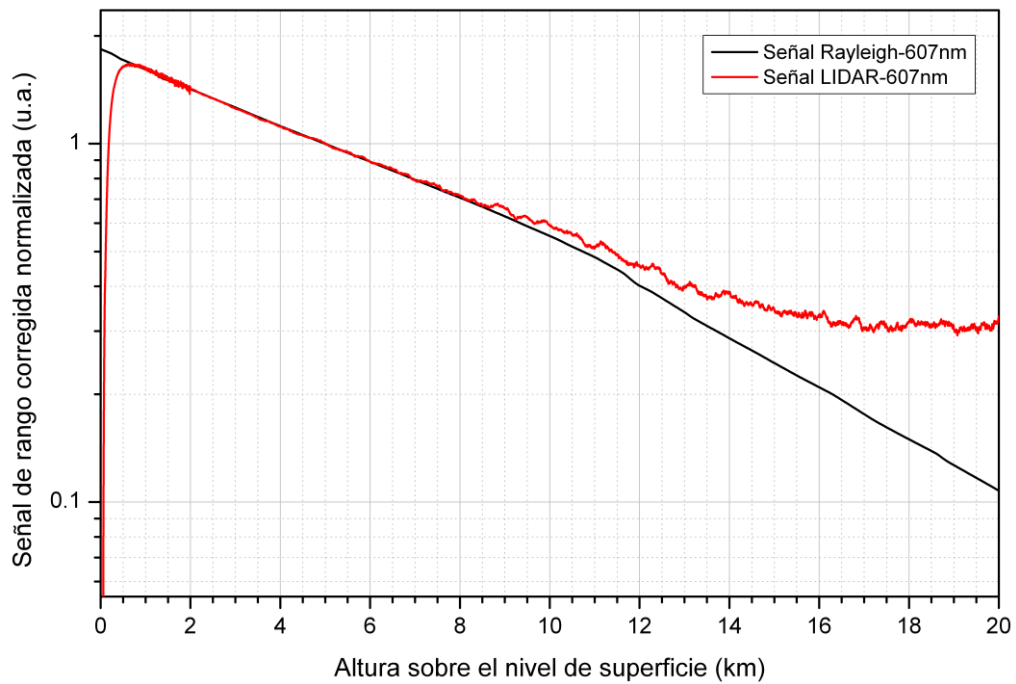


Figura 6.10. Señal corregida en rango normalizada del canal 607 nm junto a su señal Rayleigh correspondiente.

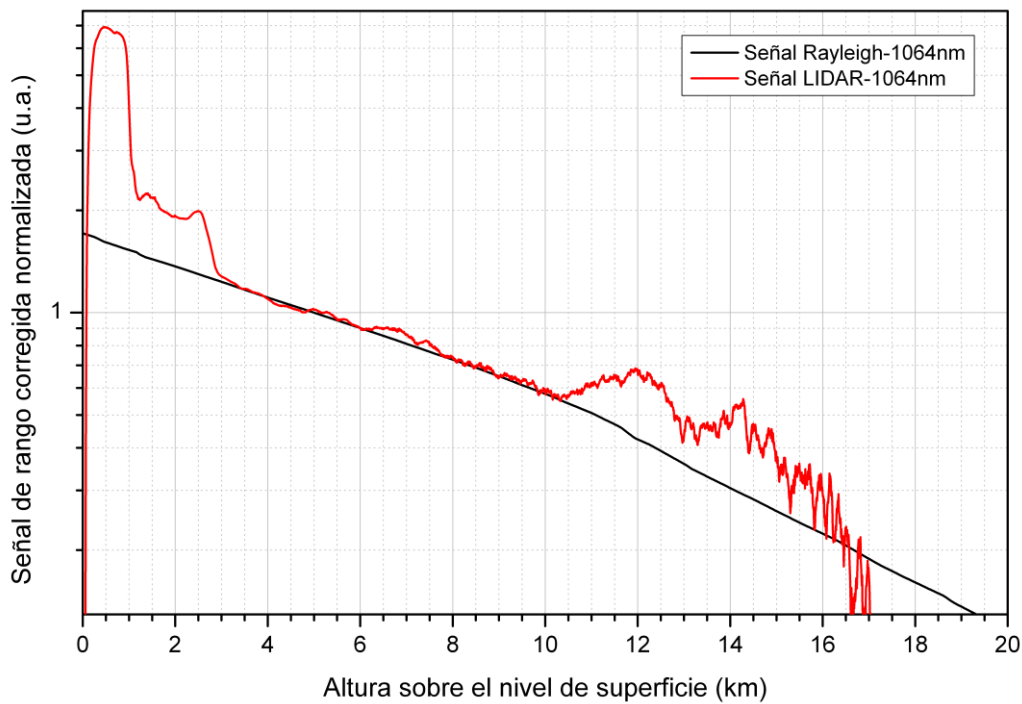


Figura 6.11. Señal corregida en rango normalizada del canal 1064 nm junto a su señal Rayleigh correspondiente.

En general, el comportamiento de los 5 canales mostró una representación adecuada de la interacción de la radiación emitida por el sistema lidar con los gases atmosféricos en la zona libre de aerosoles y hasta los 10 km de distancia sobre la superficie. El canal 355 nm exhibió incluso un comportamiento óptimo hasta los 18 km de altura, aunque como se indica en el apartado siguiente, la altura de solapamiento identificada durante el test telecover no fue la más adecuada (600-700 m) y tuvo que ser corregida para adquirir una señal de mayor calidad en el rango cercano. Su canal Raman asociado (387 nm) exhibió por su condición intrínseca, una señal más inestable a partir de los 10 km sns⁵², pero en cualquier caso adecuada para la caracterización de los aerosoles en prácticamente toda la troposfera gracias al cambio de los fotomultiplicadores empleados para la detección de estas señales inelásticas. Del mismo modo, la altura de solapamiento de dicho canal difirió de la de su homólogo elástico, lo que sugirió que pese a que ambos canales comparten la mayor parte del camino óptico, podría existir ligeras diferencias en el bloque de detección en la que se separa la radiación retrodispersada en la longitud de onda de 387 nm respecto a la de 355 nm, ó a inhomogeneidades de los detectores. Respecto a los canales 532 y 1064 nm, debe mencionarse que éstos también ofrecieron una representación adecuada de la retrodispersión Rayleigh hasta los 18 km sns, advirtiéndose un desacuerdo significativo entre la señal teórica Rayleigh y su homóloga experimental, lo que no

⁵² sns: abreviatura de sobre nivel de superficie.

permite garantizar la representatividad de los datos más allá de dicho nivel de altura (18 km sns) para los tres canales elásticos. La naturaleza de tal discrepancia puede deberse en parte a que la señal recibida desde esa distancia presenta muy baja relación señal-ruido e introduce distorsiones al ser corregida en rango. El desajuste hallado entre la señal Rayleigh teórica y experimental (observable principalmente en los canales 532 y 1064 nm, ligeramente apreciable en el canal 355 nm) en la región atmosférica comprendida entre los 10 y 16 km se atribuye a la presencia de centros dispersores en dicho estrato como pudieran ser aerosoles estratosféricos.

Respecto al canal 1064 nm, debe mencionarse que el cambio realizado en el APD (el diámetro del detector se modifica de 0.8 a 3 mm) mejoró notablemente la calidad de la señal si se compara con los resultados obtenidos durante la campaña de intercomparación anteriormente comentada, especialmente en el rango lejano.

El canal Raman 387 nm exhibió una buena reproducción de la atmósfera Rayleigh hasta la altura de 10 km, a partir de la cual su alcance no permite caracterizar estratos superiores debido a la debilidad inherente de la señal. Del mismo modo, el canal 607 nm mostró una caracterización adecuada de la atmósfera en sus estratos superiores dado que la señal Rayleigh teórica y la señal corregida en rango y normalizada son prácticamente iguales, no obstante en el rango cercano (después de la altura de solapamiento) debiera de observarse que la señal corregida en rango fuese algo superior a la teórica y que indicase la presencia de aerosoles, lo que sugirió que el canal 607 nm no estaba caracterizando de forma adecuada el rango cercano y por tanto la necesidad de optimizar dicho canal.

6.3.2.- Test Telecover

El objetivo de este test es determinar el estado y la corrección del alineamiento entre los dos bloques ópticos del lidar: la línea de emisión del láser pulsado y el sistema de recepción. Las figuras que se presentan a continuación muestran los resultados correspondientes a los canales elásticos obtenidos en el test Telecover efectuado el 20 de octubre de 2011. Las señales corregidas en rango se estudian de forma normalizada para poder analizar apropiadamente el estado del alineamiento de cada uno de los cuadrantes del telescopio, así como su altura de solapamiento, evitando que las posibles inhomogeneidades de los detectores produzcan un sesgo en las conclusiones inferidas.

Los canales Raman fueron también estudiados, pero debido a que sus líneas de teledetección comparten la mayor parte del camino óptico del canal elástico al que están asociados (la línea óptica del canal 355 nm es semejante a la del 387 nm y la del 532 nm es similar a la del 607 nm)

se ha obviado su representación, porque la mayor parte de los problemas de alineamiento y correcciones efectuadas sobre el sistema lidar son prácticamente equivalentes para el canal elástico y su raman asociado. No obstante, los resultados finales del telecover obtenidos en el año 2011 para todos los canales que conforman el artefacto de teledetección están perfectamente detallados en el "Report on internal quality checks for both hardware and software" (Freudenthaler et al., 2012).

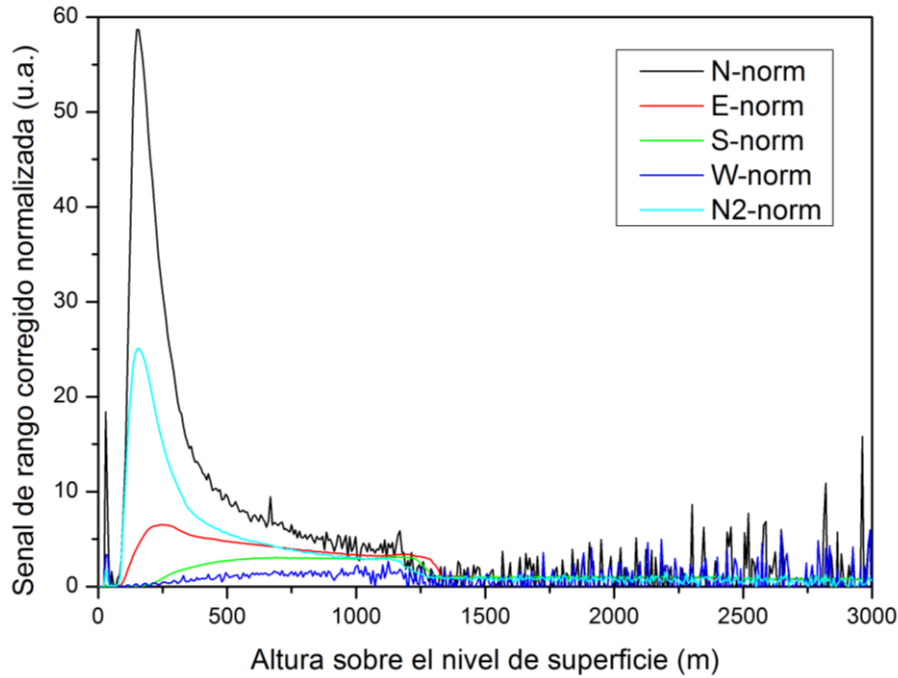


Figura 6.12. Señal corregida en rango normalizada del test Telecover en el canal elástico 1064 nm el día 20 de octubre de 2010.

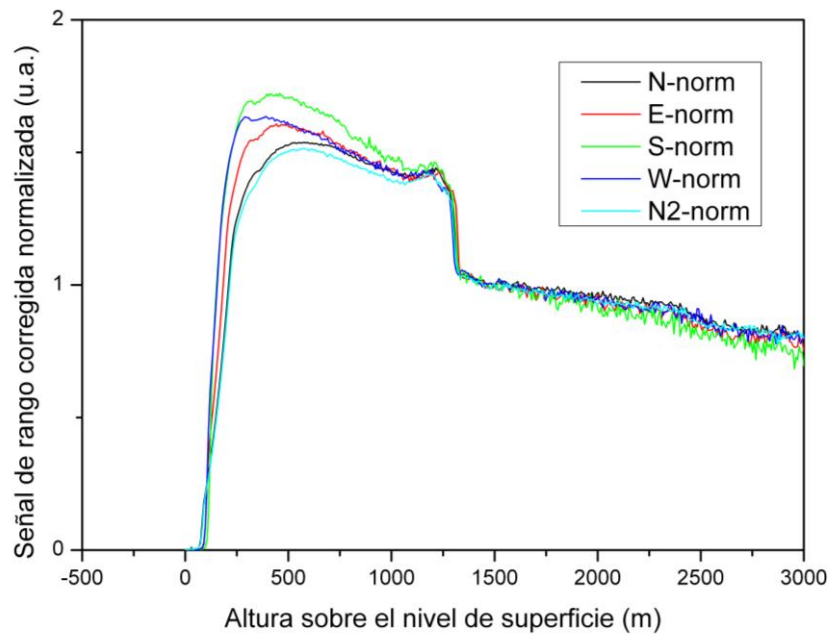


Figura 6.13. Señal corregida en rango normalizada del test Telecover en el canal elástico 532 nm el día 20 de octubre de 2010.

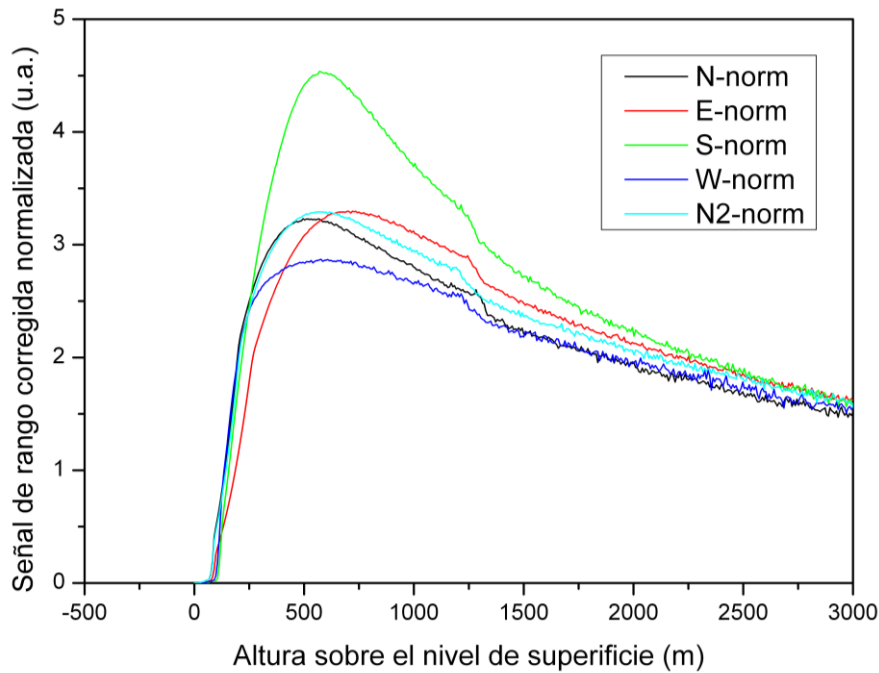


Figura 6.14. Señal corregida en rango normalizada del test Telecover en el canal elástico 355 nm el día 20 de octubre de 2010.

Las letras N, E, S y W denotan respectivamente los cuadrantes norte, este, sur y oeste en los que se recoge el flujo radiante retrodisperso. N2 expresa la segunda medición de la señal corregida en rango normalizada sobre el cuadrante N, que tiene por objeto evaluar la estabilidad de las condiciones atmosféricas en las que se ha efectuado el test Telecover.

Los resultados del test Telecover en el canal 1064 nm el día 20 de octubre revelaron un desalineamiento significativo del cuadrante E respecto al W. En una situación de alineamiento ideal, los cuadrantes E y W se comportan de forma simétrica. Así, el flujo radiante retrodisperso detectado en ambos cuadrantes debiera ser equivalente y la altura sobre el nivel de superficie a la que se alcanza el solapamiento total de la señal también debiera ser semejante. Como muestra la figura 6.12, la altura de solapamiento y la señal corregida en rango y normalizada del cuadrante W es no sólo diferente a la del cuadrante E sino que es incluso inferior a la del cuadrante S. Las sucesivas alineaciones en dicho canal fueron dirigidas a mejorar especialmente los cuadrantes E y W con el objeto de incrementar la señal recogida por tales cuadrantes y que a su vez ambas presentasen un comportamiento más simétrico. El cuadrante S también fue optimizado para incrementar la señal lidar detectada, que en cualquier caso debe alcanzar su altura de solapamiento a una altura mayor que en el resto de los tres canales. Por último, se observa en el rango cercano, especialmente en el cuadrante norte, que la señal corregida en rango se ve afectada por distorsiones que llegan a valores de hasta 18-19 u.a., que son comentadas en la sección dedicada a la medida de la corriente oscura, pero que no tienen importancia desde el punto de vista del análisis del test Telecover.

El test Telecover en el canal 532 nm evidenció también una falta de alineamiento óptico entre la fuente emisora de este canal y el bloque receptor. En este caso, el ligero desalineamiento se encontraba desplazado hacia el cuadrante S, puesto que la señal detectada por dicho cuadrante alcanzaba la altura de solapamiento a una altura inferior que la señal recogida por el cuadrante N y a su vez, la señal corregida en rango y normalizada del cuadrante S también era superior a la del cuadrante N en el estrato atmosférico establecido entre el nivel de superficie y la altura a la que se alcanza el solapamiento total. Fue necesario llevar a cabo un realineamiento para lograr una mejora de la configuración óptica del canal 532 nm, de forma que la señal corregida en rango y normalizada del cuadrante N fuese superior a la del cuadrante S en los estratos atmosféricos más próximos a la superficie y, la altura de solapamiento del cuadrante N fuese alcanzada a menor altura que la del cuadrante S. Los cambios producidos en la configuración óptica de dicho canal también fueron dirigidos a realizar una leve mejoría en la simetría de la señales de los cuadrante E y W (aunque mínima), alcanzando su solapamiento de la señal a una altura superior que la del cuadrante N e inferior que la del cuadrante S.

Por último, la figura 6.14 refleja la señal corregida en rango detectada por los cuatro cuadrantes ya citados por el canal 355 nm. Parte de la problemática encontrada es común a la que manifestó el canal de 532 nm, pues su alineamiento estaba claramente desplazado hacia el cuadrante S. Además, las señales lidar halladas en los cuadrantes E y W distaban de presentar un comportamiento simétrico esperado. El realineamiento posterior tuvo por objeto solventar los problemas citados para la alcanzar una mejor configuración óptica del canal 355 nm.

6.3.3.- Test Trigger delay

La cuantificación del *Trigger delay* del sistema de detección Licel empleado por el lidar del CIEMAT fue realizada comparando las señales registradas por este sistema con las obtenidas con el sistema de detección analógico (tarjetas ATS) sobre una misma atmósfera muestreada. El procedimiento consistió en identificar rasgos concretos de los perfiles de señal obtenidas (por ejemplo, picos de señal muy agudos) y determinar a partir de ellos el retraso temporal o la distancia espacial entre la señal del sistema Licel y la analógica (ver figura 6.15). Se observa que la señal 532 nm Licel va retrasada respecto a las otras dos señales analógicas.

En la cuantificación del *trigger delay* debe añadirse el desfase propio del sistema analógico de detección, aunque en este caso este retraso está perfectamente determinado porque las tarjetas ATS disponen de sistema “pretrigger” (empiezan a medir antes de lo que debiera ser el punto de inicio para la detección y salida del láser, figura 6.16). Así, el trigger delay del sistema Licel está cuantificado en $6.7 \cdot 10^{-8}$ s.

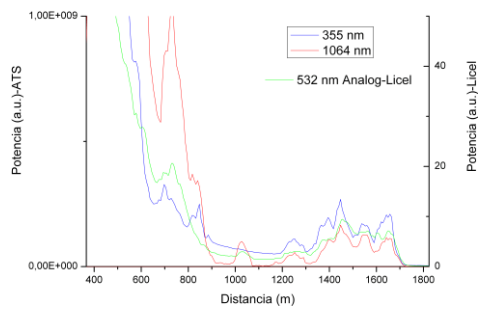


Fig. 6.15. Estimación del retraso entre los sistemas Licel y analógico (trigger delay).

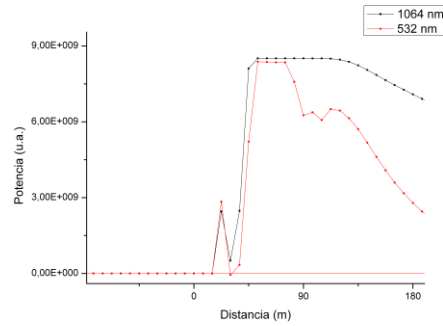


Fig. 6.16. Desfase temporal del sistema del analógico (sistema pre-trigger).

6.3.4.- Medida de la corriente oscura

La medición de la corriente oscura fue también efectuada a lo largo de la campaña SPALI10 y, se observó que las tarjetas ATS460 utilizadas en la adquisición de las señales de los canales elásticos en modo analógico mostraba una importante perturbación de la señal lidar registrada. La gráfica 6.17 evidencia una distorsión relevante en la señal lidar bruta de los tres canales elásticos (355, 532 y 1064 nm, de arriba a abajo) que no es inmediatamente identificada en las gráficas situadas a la izquierda donde se ha representado la corriente oscura (D, de color morado en las gráficas localizadas a la izquierda) junto a las medidas registradas por los diferentes cuadrantes en el test Telecover. Sin embargo, las gráficas de la derecha reflejan las mismas señales brutas en una escala más pequeña y con cierto suavizado al objeto de poder identificar un comportamiento más claro. De este modo, la corriente oscura (D, representada de color amarillo-naranja en las gráficas situadas a la derecha) no muestra un comportamiento homogéneo con la distancia. Aunque la alteración advertida es aproximadamente cinco órdenes de magnitud inferior (comparándose la escala de la señal bruta de la gráfica izquierda con la señal bruta y suavizada de la gráfica derecha para un mismo canal), la distorsión registrada debe de ser tomada en cuenta en la metodología del procesamiento de las señales, pues dicha señal es corregida posteriormente por el cuadrado de la distancia y en el caso de ser obviada, podría conducir a una estimación errónea de los subsiguientes parámetros inferidos.

La naturaleza de la alteración de la medida de la corriente oscura se debió a un bucle en masa transmitido a la toma de tierra del ordenador en el que se encuentran instaladas las tarjetas digitalizadoras ATS460. Este bucle en masa es posiblemente producido por la generación de un campo magnético variable en el tiempo, ocasionado por las corrientes de las lámparas de flash de bombeo del láser, que a su vez induce una corriente eléctrica responsable del bucle en masa.

Posteriormente, la toma de tierras se diseñó de forma flotante con el fin de evitar las distorsiones registradas en la señal del instrumento de teledetección. De este modo, la eliminación de tales perturbaciones, ha posibilitado solucionar el problema desde un punto de vista instrumental y no ha sido necesario caracterizar de forma sistemática la corriente oscura de cada una de las mediciones lidar para posteriormente sustraérsela (metodología que por otra parte debiera de haberse seguido en el caso de no haber podido ser eliminadas las distorsiones en la señal).

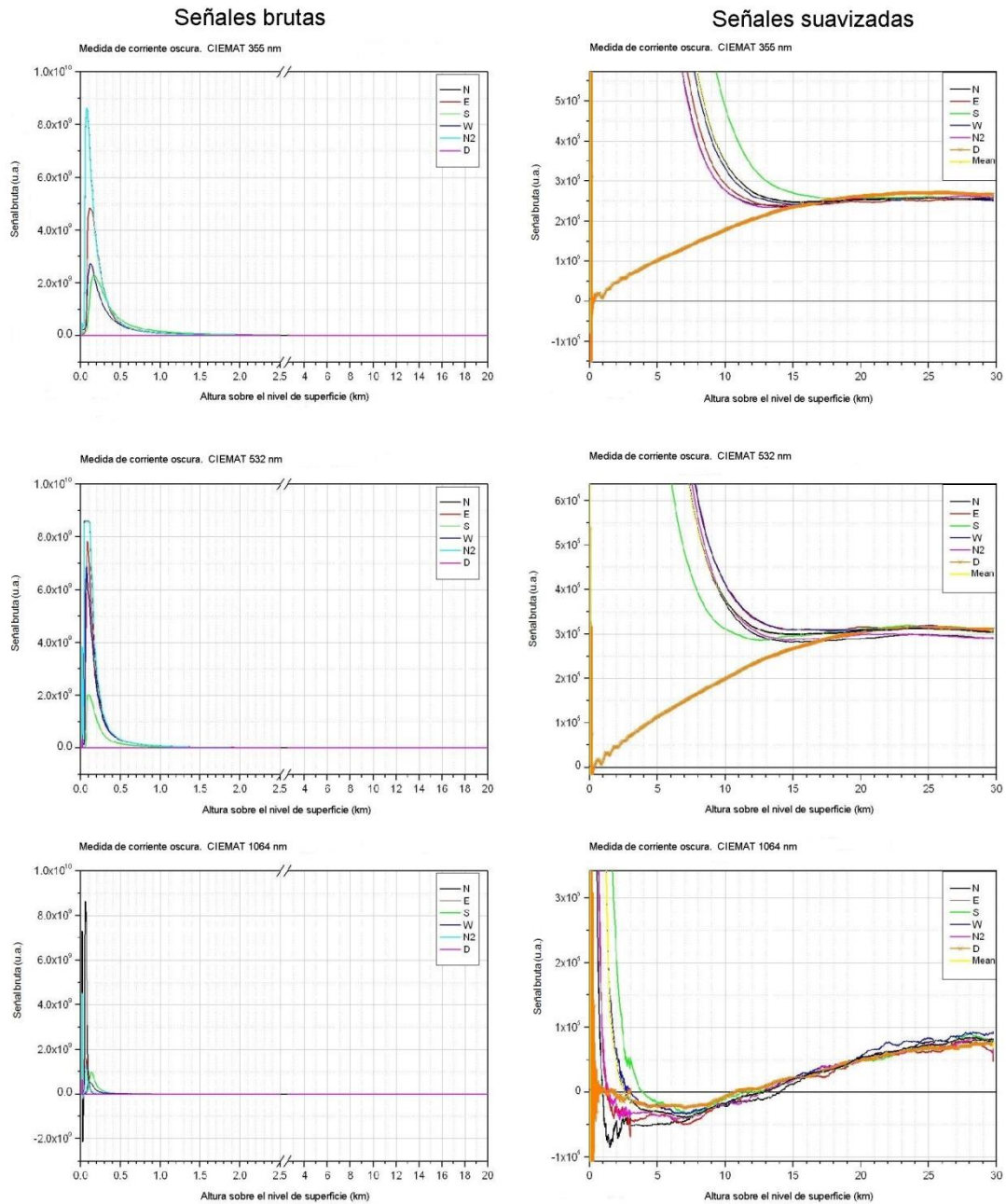


Figura 6.17. Medida de la corriente oscura los canales elásticos 355, 532 y 1064 nm. Las gráficas representadas en el panel derecho reflejan las señales lidar suavizadas de los canales 355, 532 y 1064 nm, ampliándose el eje de ordenadas para su mejor visualización.

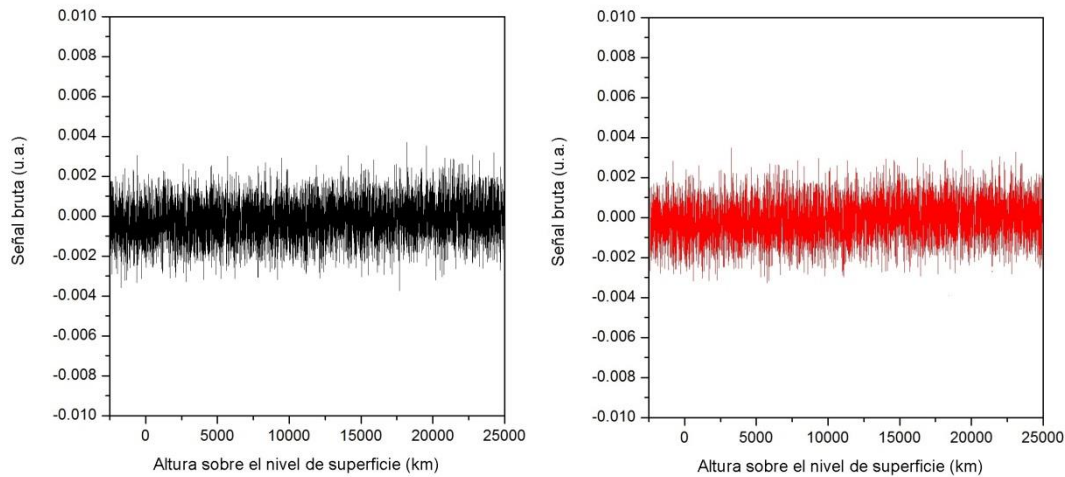


Figura 6.18. Medida de la corriente oscura de los canales 387 (gráfica izquierda, trazado negro) y 607 nm (gráfica derecha, trazado rojo).

Por otra parte, la corriente oscura registrada mediante el sistema de digitalización modular de la marca Licel no estuvo afectada por distorsión alguna (implementado para la detección de las señales Raman) tal y como evidencian las gráficas 6.18. Asimismo, no fue necesaria ninguna actuación sobre el mencionado instrumento.

Cómo se ha mostrado, el ejercicio de los tests de control es una tarea fundamental que permite caracterizar y configurar consecuentemente el sistema para garantizar que las mediciones puedan efectuarse en condiciones óptimas y que éstas sean en definitiva útiles.

6.4.- Implementación del canal de vapor de agua, calibración y evaluación de su funcionamiento

Los test de control han sido aplicados al canal del vapor de agua bajo procedimientos semejantes a los otros canales anteriormente citados con la regularidad requerida, y no se incluyen pues éstos corresponderían a fechas distintas respecto a los tests anteriores y además se pretende evitar dotar de repetitividad al procedimiento, pues ha quedado perfectamente descrito. No obstante, el canal del vapor de agua requiere además llevar a cabo un procedimiento de calibración adicional que es el que se desarrolla en la sección siguiente.

Como ya se ha comentado en la sección 5.4.1, los sistemas lidar que implementan en su configuración óptica los canales Raman de vapor de agua y nitrógeno tienen la capacidad de proporcionar distribuciones de vapor de agua en altura a partir de la simple relación de las señales que proporcionan ambos canales. No obstante, la señal lidar de vapor de agua (SLVA) no proporciona una medida directa del contenido de vapor de agua y se requiere de un patrón

de referencia que permita calcular una constante de calibración o de proporcionalidad que transforme la SLVA en una variable de humedad como es la razón de mezcla de vapor de agua.

La literatura recoge diferentes procedimientos para evaluar el contenido de vapor de agua en altura y plantea distintas referencias para calibrar la SLVA, cada una de ellas con sus ventajas e inconvenientes. La utilización de perfiles de razón de mezcla medidos mediante radiosonda es el método más clásico y sigue siendo el más común empleado hoy en día (Tuner and Goldsmith, 1999; Whitemann, 2003), pero también son muy utilizados procedimientos basados en la estimación del contenido de agua precipitable mediante el radiómetro de microondas (Han et al., 1994) o el GPS. Y por último, el cálculo de la relación de las secciones eficaces de dispersión Raman del vapor de agua y nitrógeno habilita también el cálculo del factor de calibración, sin embargo este método requiere de una perfecta caracterización de la configuración óptica del sistema lidar (Leblanc et al., 2012) y la incertidumbre asociada a este método suele ser superior cuando se compara con los anteriores.

La estación lidar del CIEMAT ha empleado como patrón de referencia la distribución de la razón de mezcla en altura proporcionada por los radiosondeos que son lanzados desde el aeropuerto de Barajas (Fernández et al., 2012) para calibrar las mediciones lidar de vapor de agua llevadas a cabo durante los años 2012, 2013 y 2014. El uso de esta técnica responde a motivos pura y esencialmente logísticos. La proximidad de la estación lidar del CIEMAT respecto al aeropuerto de Barajas y la elevada frecuencia de lanzamientos de radiosondas realizados desde dicho emplazamiento, proporciona una caracterización sistemática y continua de la atmósfera y perfectamente válida para el fin que se pretende y, por otra parte, cualquiera de las otras alternativas no sería viable para la estación lidar del CIEMAT. La sinergia entre ambos emplazamientos de medida ha favorecido por tanto el uso de la radiosonda como fuente de calibración.

De este modo, el factor de calibración ha sido estimado mediante una regresión lineal entre la SLVA y la mencionada señal de referencia para cada una de las exploraciones lidar comprendidas durante el periodo de estudio que comenzó en el mes de mayo de 2012 y finalizó en enero de 2014.

Dicha regresión lineal ha sido inferida por el método de mínimos cuadrados y su objeto, además de calcular la constante de calibración, ha sido evaluar su nivel de exactitud y comportamiento a lo largo del citado espacio temporal bajo la consideración de que ambos emplazamientos de medida, el aeropuerto de Barajas y las instalaciones del CIEMAT, comparten la misma atmósfera.

La AEMET lleva a cabo la suelta automática de radiosondas todos los días del año a las 00h UTC y 12h UTC (teóricamente, en la práctica suelen realizarse entre 45 y 30 minutos antes). Por ello, las señales lidar de vapor de agua utilizadas para la calibración han sido promediadas a lo largo de 20 minutos en el rango temporal que va desde las 23:15h UTC a las 23:35h UTC. La elección de este espacio temporal se debe por tanto a la búsqueda de la máxima coincidencia en la escala temporal entre las mediciones por radiosonda y lidar. Asimismo, lunes y jueves son los días de estudio que se han empleado en la calibración de la SLVA porque son los días en que el protocolo de EARLINET plantea a sus estaciones la obligación de realizar medidas regulares con el fin de realizar estudios climatológicos a largo plazo. En concreto, se recomienda realizar medidas entre 2 horas antes de la puesta de sol, hasta tres horas después, quedando el periodo seleccionado dentro de este rango temporal. La metodología de medida empleada para la realización de las medidas de vapor de agua ha aprovechado esta circunstancia ampliando la duración de las medidas lidar regulares hasta hacerlas coincidir con el lanzamiento de las radiosondas de forma que también se pudiera realizar la correspondiente calibración.

A lo largo de los 20 minutos de medición, la SLVA fue promediada y aplicándose posteriormente un filtro de Savitzky-Golay con el objeto de suavizar las señales para su posterior análisis. En dicho cálculo de regresión polinómica local se han considerado veinte puntos equiespaciados (con una resolución de 3.75 m) para la estimación de cada nuevo valor. La elección de veinte puntos se basó en un análisis de sensibilidad para permitir encontrar el filtro de suavizado que proporcionase la mejor señal ruido y a la vez la mayor representatividad posible de los datos obtenidos. Posteriormente, la SLVA fue ajustada linealmente a los valores de la razón de mezcla obtenidos por los radiosondeos.

El estrato troposférico empleado en dicho análisis comparativo abarca el rango de altitudes que comprende desde 1 km hasta los 4 km sobre el nivel de superficie terrestre. Esta elección responde a la necesidad de servirse de un patrón atmosférico que presente el mayor grado de similitud con la atmósfera explorada mediante la técnica lidar. Los estratos atmosféricos localizados por debajo de 1 km de altura sobre el suelo son descartados porque está demostrado que parte de la variabilidad espacial y temporal que presenta el vapor de agua en la atmósfera se rige por la influencia de fuentes puntuales de agua a nivel superficial. Ello justifica principalmente la exclusión de la capa de atmósfera comprendida entre el suelo y 1 km de altura pues se evita la posibilidad de que tales fuentes puntuales de vapor de agua a nivel superficial (ríos, lagos, etc.) puedan introducir cierto sesgo cuando se pretende calibrar la SLVA.

Igualmente, se ha considerado que la información obtenida a partir de una altura superior a 4 km sobre el nivel de superficie tampoco es apropiada porque la relación señal ruido encontrada

en algunos casos empieza a registrar unos parámetros menos adecuados para la calibración. Además, la dinámica atmosférica, que gobierna los movimientos de las masas de aire a la mencionada altura, cobra una relevancia significativa e incrementa las posibilidades de encontrar discrepancias importantes entre ambos emplazamientos de medida, no sólo por la probable fluctuación de las variables meteorológicas, sino por otros hechos como pueda ser una excesiva deriva de la radiosonda en el plano horizontal a lo largo de su movimiento ascensional. Por ello, se ha considerado que los estratos atmosféricos situados por encima de 4 km no son aptos para ser utilizados en el proceso de calibración.

El factor de calibración del canal de vapor de agua ha sido obtenido para cada uno de las mediciones realizadas durante el periodo de estudio mediante tres ajustes lineales distintos, cada uno de ellos bajo diferentes consideraciones que se explican a continuación. No obstante se recuerda la ecuación lidar 5.30 referente al vapor de agua para sustentar la explicación:

$$w = \frac{P(r, \lambda_{H_2O})}{P(r, \lambda_{N_2})} \cdot C \cdot \exp \left(\int_0^r [\alpha(r, \lambda_{N_2}) - \alpha(r, \lambda_{H_2O})] dr \right) \quad (5.30)$$

El primero de los ajustes lineales (de ahora en adelante, tipo A) ha estimado despreciable el término exponencial que considera la diferencia experimentada en la extinción por la radiación en las longitudes de onda 387 nm (señal nitrógeno) y 407 nm (señal vapor de agua). De forma que la ecuación adquiere la forma siguiente:

$$w = \frac{P(r, \lambda_{H_2O})}{P(r, \lambda_{N_2})} \cdot C \quad (5.30')$$

El segundo caso (a partir de ahora denominado tipo B) incluye el término exponencial, considerándose que la extinción de la radiación (en las longitudes de onda 387 y 407 nm) es producida única y exclusivamente por las moléculas de la atmósfera terrestre. Finalmente, el tercer ajuste lineal (tipo C) también ha considerado el término exponencial en su cálculo, y además, ha valorado la extinción producida en las longitudes de onda de 387 y 407 nm debida tanto a las moléculas como los aerosoles presentes en la atmósfera. El cálculo de la extinción experimentada en cada una de las longitudes de onda anteriores se ha calculado hallando la extinción en las longitudes de onda de 355 nm mediante el algoritmo de Klett-Fernald y extrapolando dicho resultado a las longitudes de onda de 387 y 407 nm considerando un exponente de Ångström de 1,5 (estimado como valor promedio típico del aerosol existente en la atmósfera de Madrid).

El motivo de este análisis de sensibilidad tiene por objeto evaluar la influencia que pudiera tener la presencia de las moléculas y especialmente de los aerosoles existentes en la atmósfera sobre las medidas lidar de vapor de agua. Especialmente en aquellos episodios en los que se registra una elevada concentración de aerosoles como consecuencia de las intrusiones saharianas o eventos de transporte de cenizas procedentes de incendios, erupciones volcánicas, etc.

Cualquiera que sea el ajuste lineal considerado (tipo A, B ó C), éste siempre se ha efectuado asumiendo que no existe término independiente con el objeto de que el ajuste lineal sea fiel a la ecuación que representa. Los parámetros estadísticos obtenidos para estudiar la casuística planteada son el factor de calibración C , el coeficiente de correlación de Pearson r , el coeficiente de determinación R , el error (δ) asociado a C que viene definido por la desviación estándar hallada en el ajuste lineal de mínimos cuadrados y por último la relación señal ruido (SNR⁵³), definida como la relación encontrada entre el promedio y la desviación estándar de la SLVA a lo largo del periodo de tiempo considerado, en este caso 20 minutos.

Para mayor claridad el coeficiente de correlación de Pearson, r , es calculado de acuerdo a la expresión:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \cdot (x_i - \bar{x})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}} \quad (6.1)$$

donde el término “ y ” representa la razón de mezcla (observada por la radiosonda) y “ x ” la SLVA (\bar{x} e \bar{y} representan los valores promedio). Asimismo, el coeficiente de determinación R , (que en este caso es distinto al clásico r^2 por considerarse que la ecuación de la recta no debe tener término independiente) presenta la siguiente forma:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n \hat{y}_i^2}{\sum_{i=1}^n y_i^2} \quad (6.2)$$

donde de nuevo el término “ y ” es la razón de mezcla (registrada por la radiosonda) e “ \hat{y} ” es la razón de mezcla obtenida al multiplicar la SLVA por la constante de calibración inferida.

6.4.1.- Medidas y resultados

La implementación del canal de vapor de agua fue realizada durante el mes de abril de 2012, obteniéndose datos fiables y útiles a partir del mes de mayo del citado año previa

⁵³ SNR: acrónimo inglés de Signal to Noise Ratio.

comprobación de su correcto funcionamiento. Desde dicha fecha, hasta enero de 2014, se han efectuado un total de 60 mediciones destinadas principalmente a evaluar y caracterizar el comportamiento del canal de vapor de agua así como para inferir el factor de calibración. Sin embargo, las mediciones lidar continuas y sistemáticas, se vieron interrumpidas por un problema técnico surgido durante el periodo establecido entre octubre de 2012 y marzo de 2013 lo que ocasionó la irreversible pérdida de un conjunto de datos importante. Un fallo frecuente de comunicación entre el láser del instrumento lidar y el ordenador imposibilitó que el conjunto de datos de vapor de agua presentados en esta tesis sea más amplio.

Desde el punto de vista de la caracterización del canal de vapor de agua, este imprevisto no ha supuesto una dificultad especial dado que el número de medidas es aun así suficientemente cuantioso para llevar a cabo tal tarea, no obstante, como se comentará más adelante, el inconveniente técnico surgido ha condicionado una completa caracterización estacional de las observaciones de vapor de agua efectuadas mediante técnica lidar.

De este modo, los parámetros previamente mencionados: C , r , R , δ y SNR han sido calculados para cada una de las 60 mediciones con el objeto de aclarar las cuestiones propuestas. En relación a los tres diferentes ajustes lineales planteados, A , B y C , las gráficas 6.19 y 6.20 evidencian que en 27 de las 60 mediciones el ajuste de tipo C logra un coeficiente de correlación de Pearson r superior al de los ajustes de tipo A y B , y sucede de forma análoga en 26 de las 60 exploraciones cuando el coeficiente de determinación R es utilizado. Por tanto, los datos estimados indican que el ajuste lineal de tipo C es el más acertado, lo que en cierta forma era esperable, dado que es aquel cuyas consideraciones técnicas presentan mayor semejanza con la ecuación teórica y con los fenómenos reales. Sin embargo, una vez estudiado el coeficiente r , el ajuste lineal de tipo C tan sólo manifiesta un mejor comportamiento respecto a los otros en un 42% de las ocasiones frente al 33% que obtiene el ajuste de tipo A o al 25% alcanzado por el de tipo B . De forma similar se comportan los datos cuando el parámetro R es analizado. El ajuste tipo C exhibe una superior actuación en un 42% de la casuística analizada, frente al 37% obtenido por el de tipo A o al 21% conseguido por el de tipo B . Pese a que la bondad del ajuste tipo C es superior a los otros, no existe una superioridad notoria como para manifestar que el ajuste tipo A , que presenta la mayor simplificación respecto a la ecuación teórica, es incorrecto o inapropiado. Este resultado a priori no previsible (era esperable que el ajuste C mostrase resultados superiores en un mayor porcentaje de la casuística estudiada) podría ser atribuido a la diferencia espacial entre ambos emplazamientos de medida (lidar y radiosonda) o tal vez a que el valor del exponente de Ångström elegido para este análisis no era el óptimo.



Figura 6.19. (Izquierda) Estimación porcentual de los casos de estudio que muestran un mejor ajuste lineal basado en el parámetro estadístico, R . (Derecha) Estimación porcentual de los casos de estudio que muestran un mejor ajuste lineal basado en el parámetro estadístico, r .

Por otra parte, en el gráfico 6.20 se presenta la diferencia detectada en el factor de calibración (y por ende en las estimaciones de la razón mezcla presente en la atmósfera) al comparar los resultados obtenidos del ajuste de tipo C respecto a los de tipo A. La variación media experimentada por el factor de calibración C cuando se compara el ajuste de tipo C respecto al de tipo A es de un 1.95% para los 60 casos estudiados. Adicionalmente, se ha comprobado que cuando existe una cantidad relativamente elevada de aerosoles en la atmósfera muestreada (en algunos casos como consecuencia de eventos de quema de biomasa y/o episodios de intrusión sahariana), la diferencia porcentual del factor de calibración C hallada entre los ajustes de tipo A y los de tipo C es máxima, manifestándose además que el ajuste C es más adecuado que el de tipo A según los parámetros estadísticos r y R .

Como ejemplo de estas situaciones, sirva uno de los casos marcados con * en el gráfico anterior, en concreto el del 26 de agosto de 2013, en el que el factor obtenido según el ajuste tipo C registró la diferencia porcentual de 5.61% respecto a la regresión lineal tipo A. De acuerdo al correspondiente análisis de las propiedades ópticas, el instrumento lidar del CIEMAT registró de forma paralela a las medidas de vapor de agua, indicios de una elevada presencia de aerosoles como muestra la evolución temporal de la señal corregida en rango (figura 6.21). Según los informes de la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental proporcionados por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (elaborado mediante un acuerdo de encomienda de gestión con la Agencia Estatal Consejo Superior de Investigaciones Científicas) (2013), la naturaleza del aerosol observado es debida a un evento de combustión de biomasa.

Asimismo, los días 6 de mayo y 15 de julio de 2013 mostraron también un elevado espesor óptico de la atmósfera que ocasionó una diferencia significativa entre los ajustes A y C. El caso del 15 de julio se atribuye a un evento de transporte de larga distancia de aerosol sahariano, que aunque no aparece reflejado en el informe efectuado por la Dirección General de Calidad y

Evaluación Ambiental, pues ha de verificarse la llegada de dichos aerosoles a nivel de superficie, si se considera que sucedió al menos en las capas altas de la atmósfera de acuerdo a la representación que ofrece la señal corregida en rango y su correspondiente retrotrayectoria para ese día (figura 6.22). El día 6 de mayo, no se representa pues pese a que presentó un elevado espesor óptico no se observó ningún proceso de transporte que pudiera aportar aerosoles a la columna atmosférica observada. La diferencia porcentual encontrada en el ajuste C respecto al de tipo A en la constante de calibración en los días 6 de mayo y 15 de julio de 2013 registró los valores de 4.82% y 4.19% respectivamente.

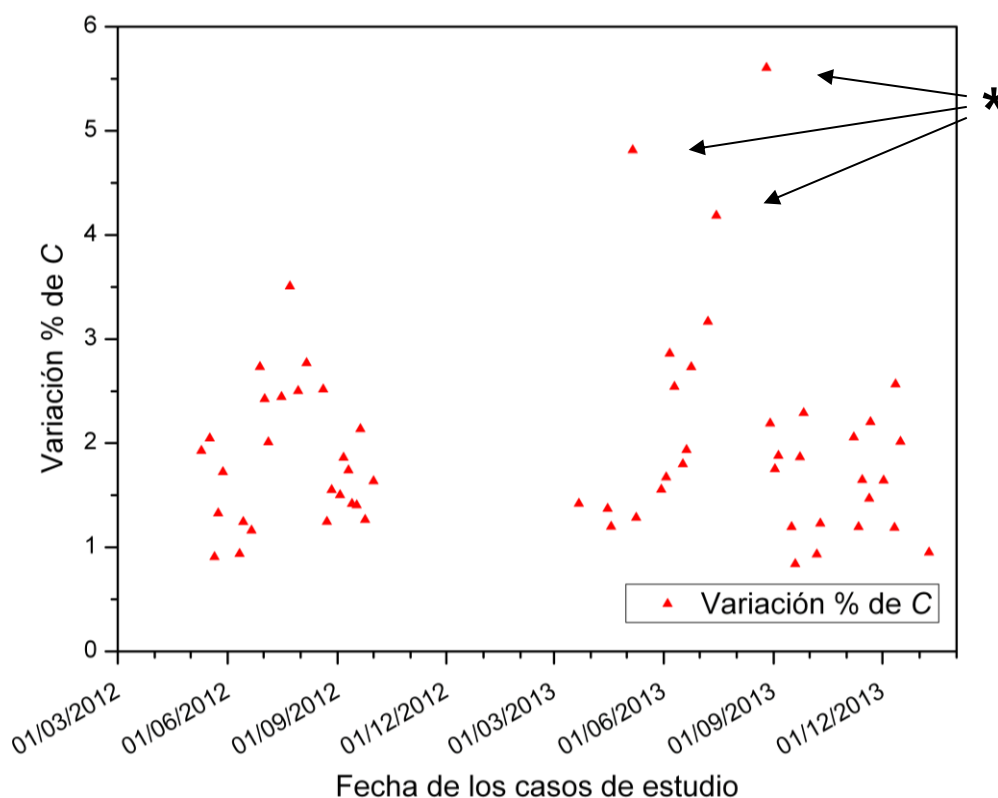


Figura 6.20. Diferencia en % entre el valor del factor de calibración obtenido a partir del ajuste lineal tipo C respecto al calculado con el ajuste de tipo A. Los casos señalados con un asterisco indican aquellas exploraciones que manifestaron una mayor variación de la constante C comparados los ajuste de tipo C y A (2 de los 3 casos son debido a la advección de aerosoles procedentes del Sahara y de eventos de combustión de biomasa).

La carga de aerosoles existente en la atmósfera durante tales eventos generó una significativa atenuación de la radiación en las longitudes de onda de 387 y 407 nm. Por ello, consideramos que bajo estas situaciones, el factor exponencial indicado previamente es influyente en el procedimiento de cálculo de la calibración del canal de vapor de agua y debe ser inferido para evitar introducir un error que según las exploraciones adquiridas puede oscilar entre valores del 4.19-5.61%. No obstante, exceptuando los tres casos mencionados, el resto de la casuística estudiada refleja una diferencia porcentual máxima de 3.5% entre ambos ajustes (A y C), de

modo que cuando la carga de aerosoles no es significativa, la calibración puede ser simplificada (por el ajuste de tipo A) sin introducir un error excesivamente grande.

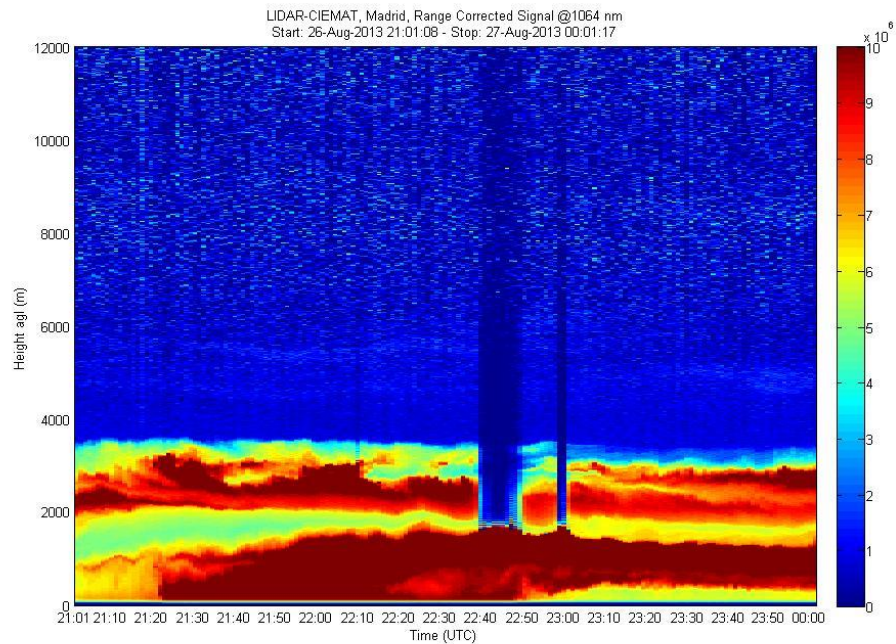


Figura 6.21. Representación de la señal corregida en rango del canal 1064 nm (Quicklook) el día 26 de agosto de 2013 en el periodo establecido entre las 21h - 00h UTC.

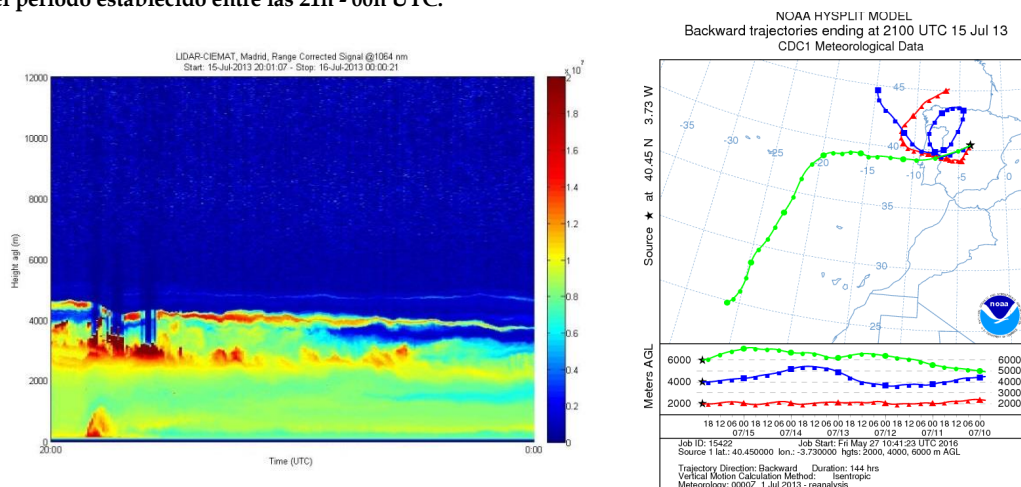


Figura 6.22. Representación de la señal corregida en rango del canal 1064 nm (Quicklook) el día 15 de julio de 2013 en el periodo establecido entre las 20h - 00h UTC (gráfica derecha). Análisis de retro-trayectorias estimado por el modelo HYSPLIT⁵⁴ para el mismo día a las 21 h en los niveles de altura de 2000, 4000 y 6000 m snm⁵⁵

Estos resultados concuerdan perfectamente con las observaciones llevadas a cabo por Ferrare et al. (1995), en las que concluyen que la corrección debida al término exponencial de la ecuación 5.30, que hace referencia a la extinción en las dos longitudes de onda (387 y 407 nm), puede llegar a alcanzar valores del 3-4%. Debido a que la bibliografía existente detalla perfectamente la

⁵⁴ HYSPLIT: acrónimo inglés de Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectories (Draxler and Rolph, 2013).

⁵⁵ snm: abreviatura que significa sobre el nivel del mar.

relevancia de este fenómeno, no es la intención de este trabajo llevar a cabo tal caracterización, sin embargo, si se ha estimado ineludible elaborar los cálculos matemáticos necesarios para determinar el grado de actuación del instrumento lidar de la estación del CIEMAT ante la presencia de diferentes situaciones atmosféricas y corroborar el funcionamiento esperado del artefacto.

Concluido que el procedimiento de cálculo utilizado en la regresión lineal de tipo C es el más adecuado, la figura 6.23 muestra los parámetros r y R obtenidos en dicha operación matemática a lo largo de los 60 casos de estudio. El 68.3% de la casuística estudiada muestra un coeficiente de correlación de Pearson igual o superior a 0,9 y así sucede en un 86.7 % de los casos cuando se considera el coeficiente de determinación R . Pese a la problemática que pudiera derivarse del uso de radiosondas como fuente de calibración, ya sea por la deriva horizontal experimentada por ésta a lo largo de su desplazamiento en la vertical, por una baja resolución de los datos asociada al formato en que son proporcionados, o por la propia variabilidad natural de vapor de agua existente entre ambos emplazamientos de medida, los resultados permiten poner de manifiesto que los radiosondeos realizados desde el aeropuerto de Barajas son una fuente útil y fiable de calibración para el instrumento lidar y además, que dicho sistema de teledetección es capaz de obtener distribuciones de vapor de agua con un elevado nivel de exactitud y resolución.

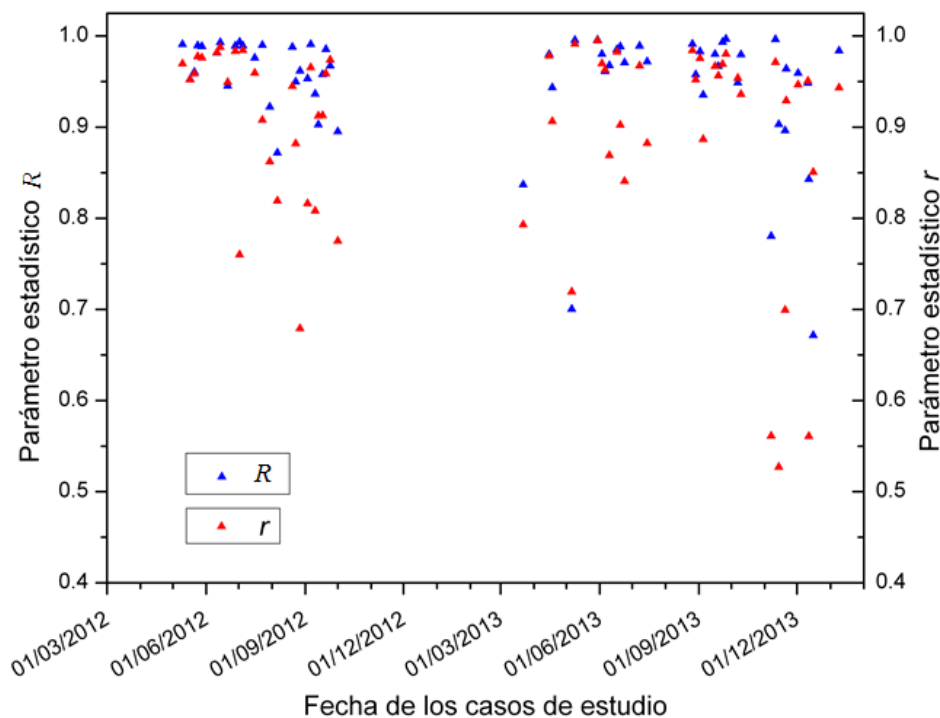


Figura 6.23. Coeficiente de determinación R y de correlación de Pearson r de los casos estudiados en la calibración del canal de vapor de agua mediante el ajuste lineal de tipo C.

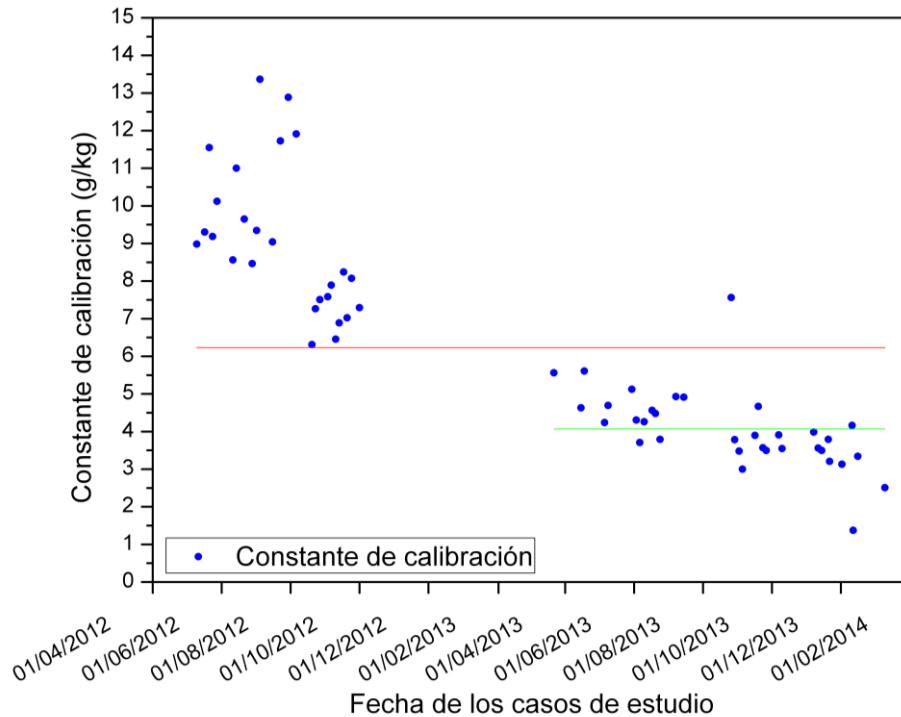


Figura 6.24. Representación de la constante de calibración del canal de vapor de agua del equipo lidar del CIEMAT durante el periodo de medidas comprendido entre mayo de 2012 y enero de 2014.

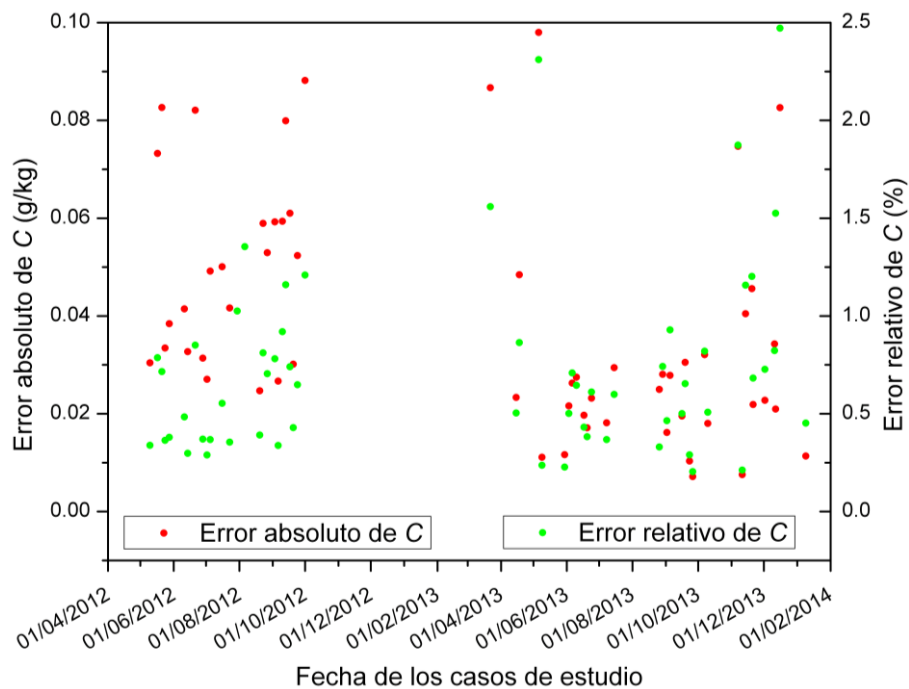


Figura 6.25. Representación del error absoluto y relativo asociado a la constante de calibración durante el periodo de medidas previamente mencionado.

De este modo, el sistema lidar efectuó 60 exploraciones con carácter continuo con objeto de evaluar los resultados de la calibración del canal de vapor de agua durante el periodo

establecido entre mayo de 2012 y enero de 2014, salvo a lo largo de la interrupción técnica surgida comprendida entre los meses de octubre de 2012 y marzo de 2013. La detención en el régimen sistemático de medidas obligó a una comprobación y reajuste del alineamiento del sistema, debido a que el período de inactividad del instrumento lidar suponía una grave incertidumbre en la calidad de las mediciones. En un primer momento, el reciente estado de alineamiento en marzo de 2013 (justo después de solventar los problemas técnicos que dieron lugar a la parada de medidas) indujo a pensar a que la nueva situación en la que se encontraba el instrumento era la responsable del cambio observado en la constante de calibración entre octubre de 2012 y marzo de 2013. Sin embargo, como se explicará más adelante la situación advertida no se debió al realineamiento efectuado sino a otros problemas intrínsecos del sistema de teledetección.

Las figuras 6.24 y 6.25 ofrecen la evolución de la constante de calibración y su error asociado a lo largo del ciclo de medidas completo. La constante de calibración fue evaluada a lo largo de las 60 mediciones y se ha representado su valor medio, que equivale a 6.23 g/kg, mediante un trazo horizontal de color rojo. Del mismo modo, el promedio de la constante de calibración fue estimado para el periodo establecido entre marzo de 2013 y enero de 2014 y su valor medio, 4.07 g/kg, también es simbolizado con una línea horizontal de color verde. La variabilidad de la constante de calibración, hallada como la desviación estándar a lo largo del ciclo de medidas completo, registra un valor del 46.78%. Dicha variable fue también estimada en un 25.74% durante la última etapa de mediciones comprendido entre marzo de 2013 y enero de 2014. Debido a la variabilidad encontrada, no ha sido posible establecer una constante C media que pudiera aplicarse de forma sistemática a cada una de las exploraciones de vapor de agua, lo que ha generado la utilización inevitable de un radiosondeo de referencia de calibración para cada una de las estimaciones de la distribución de vapor de agua en altura. Además, la mayor parte de la variabilidad identificada se debe una tendencia lineal decreciente del valor de C a lo largo del ciclo de medidas lo que definitivamente evidencia la existencia de cambios en la configuración del sistema lidar a lo largo de las medidas efectuadas. Después de analizar los datos existentes no se ha podido identificar de manera clara las causas que pudieran dar lugar a dicha inestabilidad y por ello se requiere seguir investigando en esta materia con el objeto de identificar la fuente que ocasiona la variabilidad hallada. Se considera que el origen de la inestabilidad mencionada podría deberse a una variación de la respuesta de los tubos fotomultiplicadores a la radiación recibida en el tiempo.

Por otra parte, el error inferido en el cálculo de la constante C es mínimo porque existe una elevada correlación entre las exploraciones efectuadas por el instrumento lidar y la radiosonda. De este modo, la constante C y su error son representadas por separado al existir una diferencia

entre ambas variables que oscila entre 1 y 2 órdenes de magnitud, lo cual no permite su caracterización conjunta mediante las barras de error.

El error absoluto medio asociado a la variable C a lo largo del ciclo completo de observaciones ha sido valorado en 0.042 g/kg, lo que supone únicamente un 0.72% del valor de la constante. Además, no se ha encontrado diferencias significativas en el error estimado durante todo el periodo observado pues el error relativo no presenta fluctuaciones de interés. Únicamente, el error absoluto inferido para la etapa, que va desde mayo a octubre de 2012, muestra un valor absoluto superior que las medidas subsiguientes lo cual es debido a que la constante de calibración mostró también valores muy elevados durante dicho periodo. Los días de estudio que mostraron un error relativo superior al 1.5% fueron analizados y se concluyó que la naturaleza de tal inexactitud tenía su origen en la detección de pequeñas estructuras en la distribución de vapor de agua en altura que no son identificadas por la baja resolución que presenta el formato de los datos disponibles de los radiosondeos. Por tanto, de acuerdo al reducido error cometido en el cálculo de calibración y a los parámetros estadísticos r y R se pone de manifiesto que la utilización de la constante C es bastante exacta cuando la distribución de vapor de agua en altura es inferida.

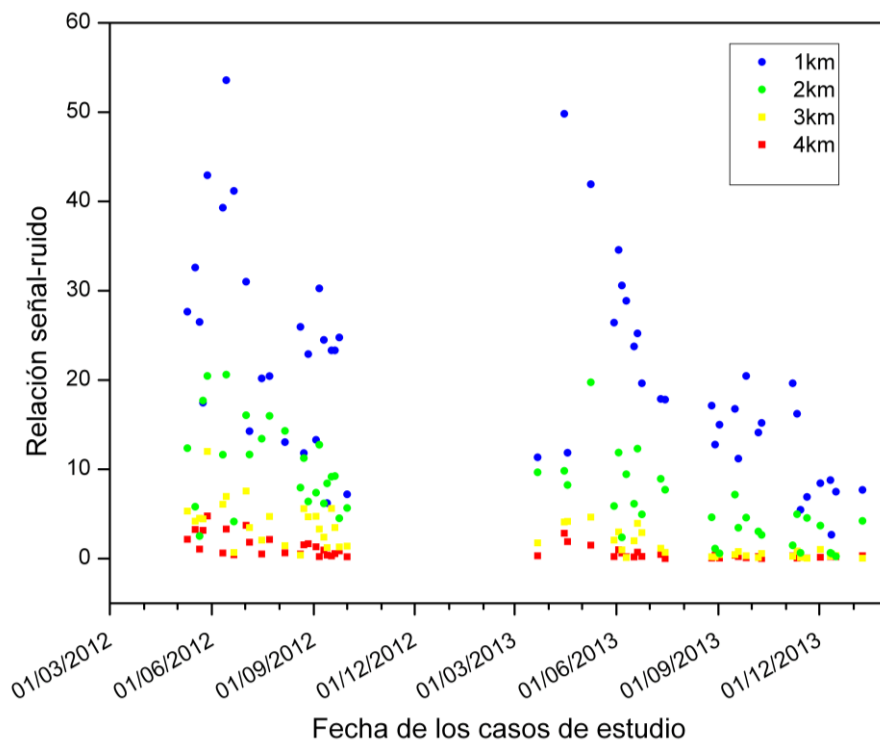


Figura 6.26. Relación de la señal-ruido de la SLVA inferida en los estratos atmosféricos situados a 1, 2, 3 y 4 km sobre el nivel de superficie terrestre.

Seguidamente, se ofrece la relación señal-ruido inferida en 4 niveles de la atmósfera, a 1, 2, 3 y 4 km de altura sobre el nivel de superficie terrestre, de cada una de las 60 mediciones de calibración que fueron promediadas durante un periodo de 20 minutos, con objeto de

caracterizar en mayor profundidad el funcionamiento del instrumento. La figura 6.26 refleja una disminución de la calidad de la señal a lo largo del transcurso de medidas, lo que confirma la pérdida de calidad de la SLVA. Así, la degradación de dicha calidad se identifica en el ciclo establecido entre el mes de mayo y octubre de 2012 en todos los estratos atmosféricos estudiados pero especialmente en los niveles de 1 y 2 km de altura sobre el suelo. Durante la interrupción técnica en el proceso de medición se efectuó el correspondiente realineamiento exhaustivo del sistema lidar y como se refleja en la figura 6.26, en los meses de marzo y abril de 2013, la relación señal ruido adquirida mediante el canal de vapor de agua mostró de nuevo unos niveles iniciales de calidad. Posteriormente, la relación señal ruido vuelve a degradarse otra vez conforme suceden las mediciones lidar. Además, se ha observado que tanto en mayo de 2012, como en marzo de 2013, fechas en las que las mediciones lidar son realizadas previo acondicionamiento y reajuste exhaustivo del alineamiento del sistema presentan una relación señal-ruido elevada y por tanto de buena calidad. Sin embargo, el nivel de señal-ruido se pierde forma exponencial en la escala temporal, lo cual sugiere que mantener el mejor estado de alineamiento en el tiempo es ardua tarea.

Por ello, detallar el alcance que presenta en la práctica el nuevo canal de teledetección óptica implementado es complejo. En las mejores condiciones de alineamiento se ha logrado caracterizar a 6 km de altura sobre la superficie terrestre la razón de mezcla de 1g/kg con un error relativo asociado del 7% (día 28/05/2012, se representa en las siguientes figuras).

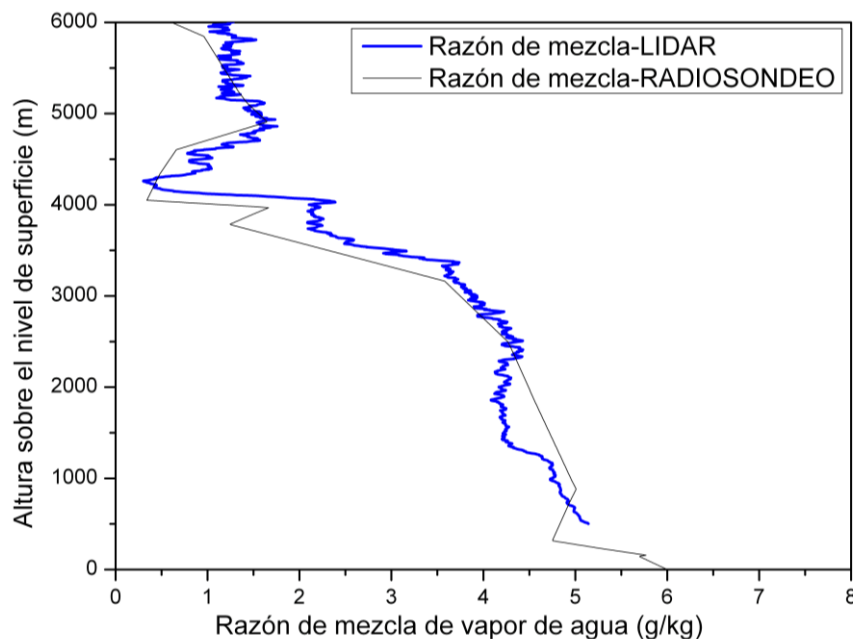


Figura 6.27. Representación de la distribución de la magnitud de la razón de mezcla de vapor de agua obtenida mediante técnica lidar y radiosondeo (23:15-23:35h UTC del día 28/05/2012). La constante de calibración C utilizada es 10.12 g/kg.

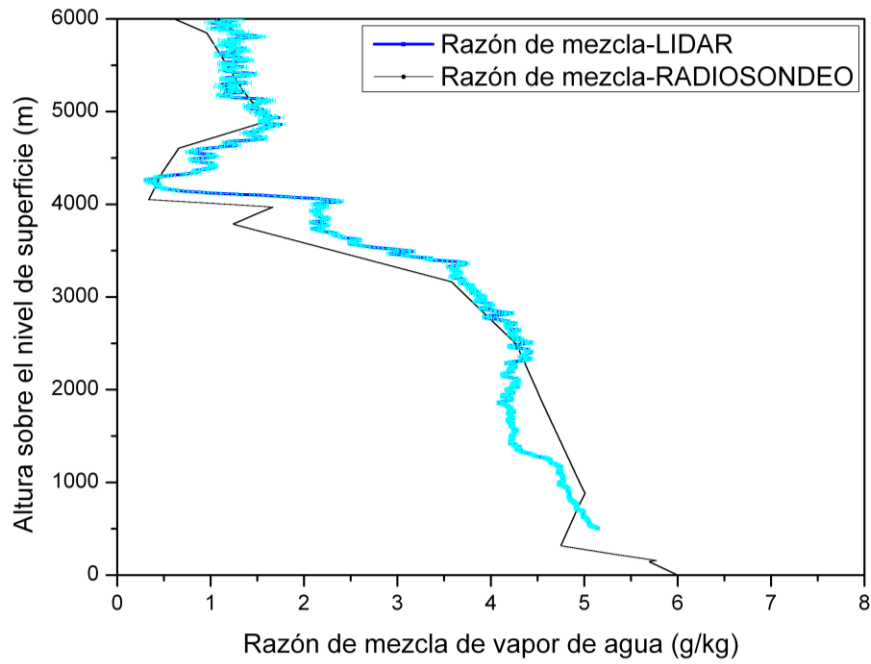


Figura 6.28. Representación de la distribución de la magnitud (azul oscuro) y el error asociado (azul-cyan) de la razón de mezcla de vapor de agua obtenida mediante técnica lidar (23:15-23:35h UTC del día 28/05/2012). La constante de calibración C utilizada es 10.12 g/kg.

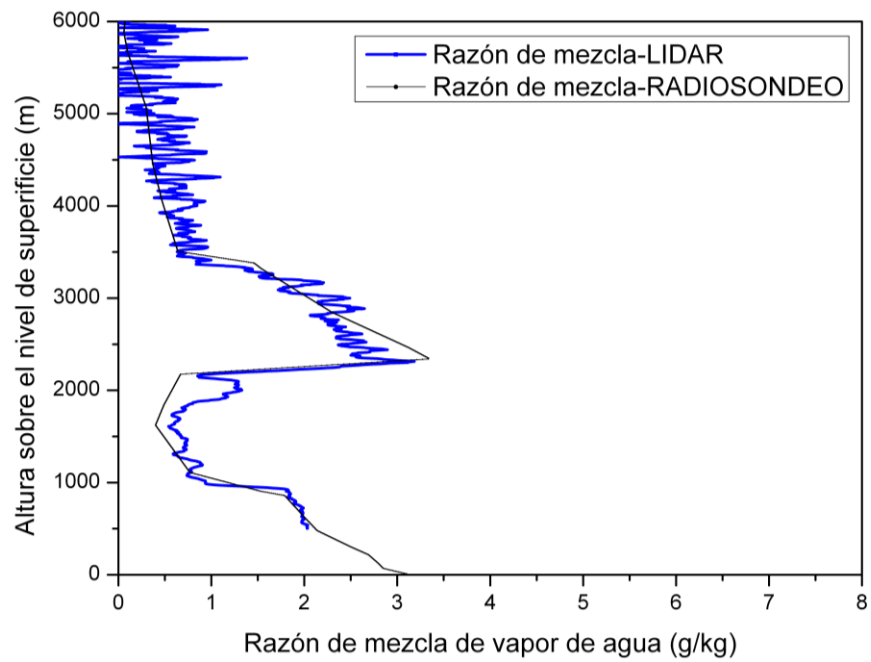


Figura 6.29. Representación de la distribución de la magnitud de la razón de mezcla de vapor de agua obtenida mediante técnica lidar y radiosondeo (23:15-23:35h UTC del día 02/12/2013). La constante de calibración C utilizada es 3.13 g/kg.

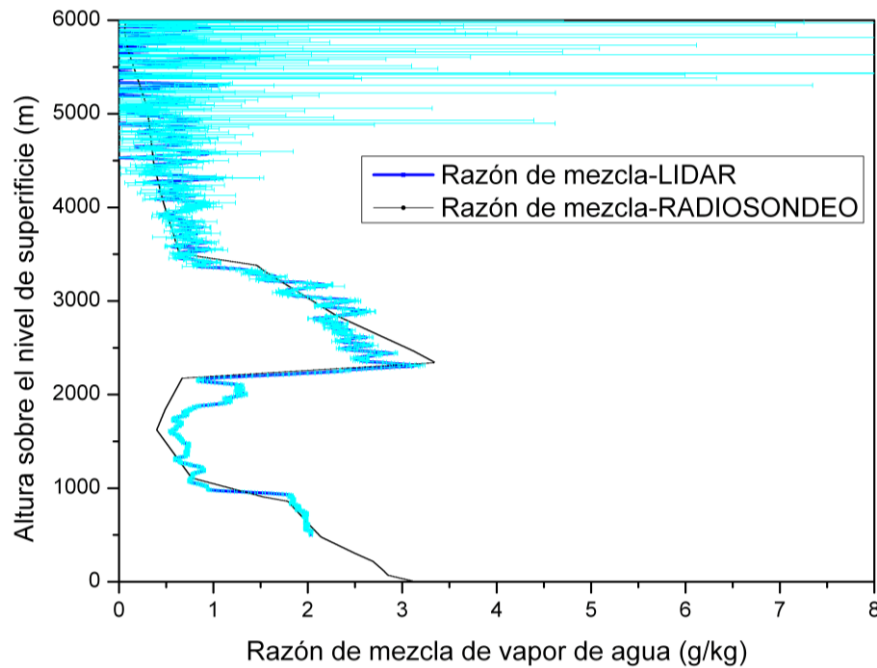


Figura 6.30. Representación de la distribución de la magnitud (azul oscuro) y el error asociado (azul-cyan) de la razón de mezcla de vapor de agua obtenida mediante técnica lidar (23:15-23:35h UTC del día 02/12/2013). La constante de calibración C utilizada es 3.13 g/kg.

Se expone la distribución de vapor de agua en altura analizado el día 2 de diciembre de 2013 para mostrar de forma cualitativa como en el final de la etapa de mediciones la precisión del instrumento se ha visto reducida en todos los niveles atmosféricos explorados. Este hecho condiciona de forma ostensible la estimación puntual de la variable inferida debido a que el nivel de incertidumbre es superior comparada con las medidas de vapor de agua registradas en el inicio del periodo de medición. Sin embargo, la repercusión que ha tenido a la hora de estimar medidas integradas en altura como es la columna de agua precipitable no es tan significativa dado que la medición se ve compensada por las sobreestimaciones e infraestimaciones del ruido que sucede a lo largo de la medida en la dimensión vertical cuando existe buena correlación entre radiosondeo y lidar.

Por otra parte, durante los meses de mayo, junio y julio de 2013 se realizó una estancia de trabajo en la infraestructura CESAR con el objeto de desarrollar una serie de labores experimentales que requerían la utilización del equipo lidar CAELI, ubicado en la citada instalación. Entre otras tareas de carácter experimental, la calibración del canal de vapor agua del lidar CAELI se logró con éxito (Fernández et al., 2013) y los resultados evaluados se presentan en la figura 6.33.

La estación lidar holandesa ha sido y es un referente para la comunidad científica de la red EARLINET, tanto por su dilatada experiencia, como por los medios técnicos y metodológicos de los que ha dispuesto. Por ello, hemos considerado interesante incluir de forma adicional en este capítulo los resultados inferidos de esta estación lidar de forma somera con el objeto de comparar la variabilidad temporal del valor de su constante de calibración del canal de vapor de agua con la inferida para la estación lidar de Madrid.

La estación lidar de Cabauw emplea también como fuente de calibración las exploraciones mediante radiosonda (al igual que la estación de Madrid-CIEMAT) realizadas desde el Instituto Meteorológico de los Países Bajos (KNMI), que está ubicado en la localidad de de Bilt a unos 25 km de distancia aproximadamente de la estación CESAR. El procedimiento de calibración del lidar CAELI incluye el cálculo de dos constantes de calibración de vapor de agua puesto que este equipo presenta dos telescopios integrados, uno destinado a explorar el rango cercano y el otro el rango lejano. La línea horizontal azul y roja de la figura 6.31 reflejan el valor de medio de las constantes de calibración del rango cercano (C_1) y lejano (C_2) respectivamente. La variabilidad de la constante de calibración C_1 ha sido estimada en un 16,69% y de C_2 en un 17,58% a lo largo de aproximadamente dos años de observación, aunque la población de datos debiera ser más elevada para poder alcanzar conclusiones más firmes. En cualquier caso, la estación lidar de Cabauw refleja una mayor estabilidad del sistema cuando se compara el comportamiento de su canal de vapor de agua con el del instrumento lidar de la estación de Madrid. Además, la relación señal-ruido que fue encontrada a lo largo de las medidas analizadas fue elevada y estable en el tiempo.

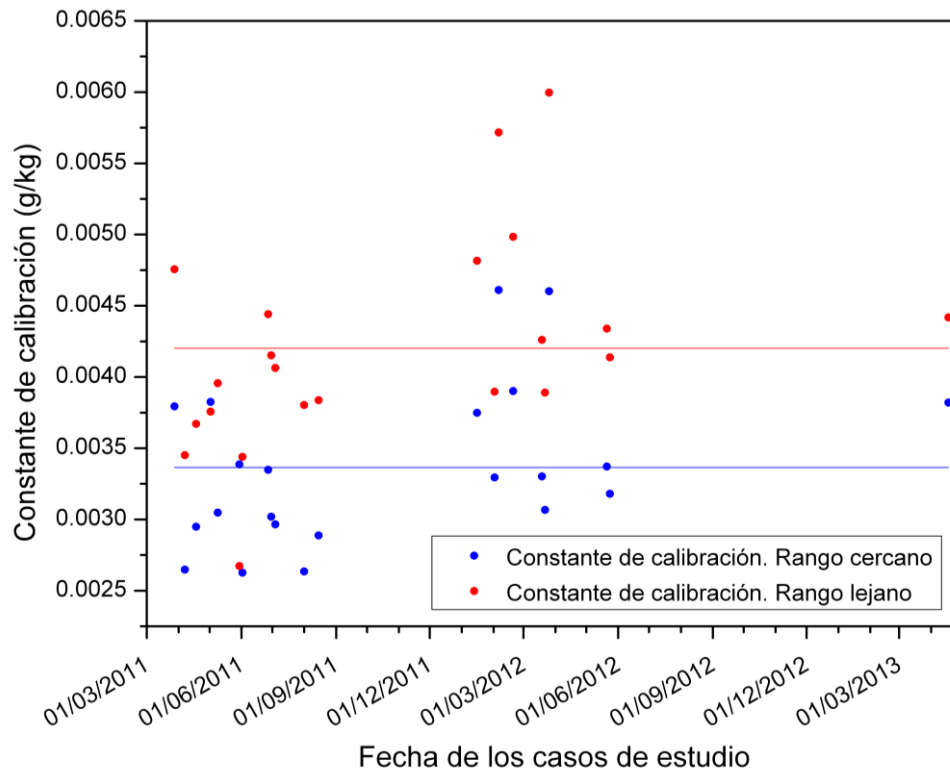


Figura 6.31. Representación de la constante de calibración del canal de vapor de agua del equipo lidar CAELI de la estación de CESAR, durante el periodo de medidas comprendido entre marzo de 2011 y mayo de 2013.

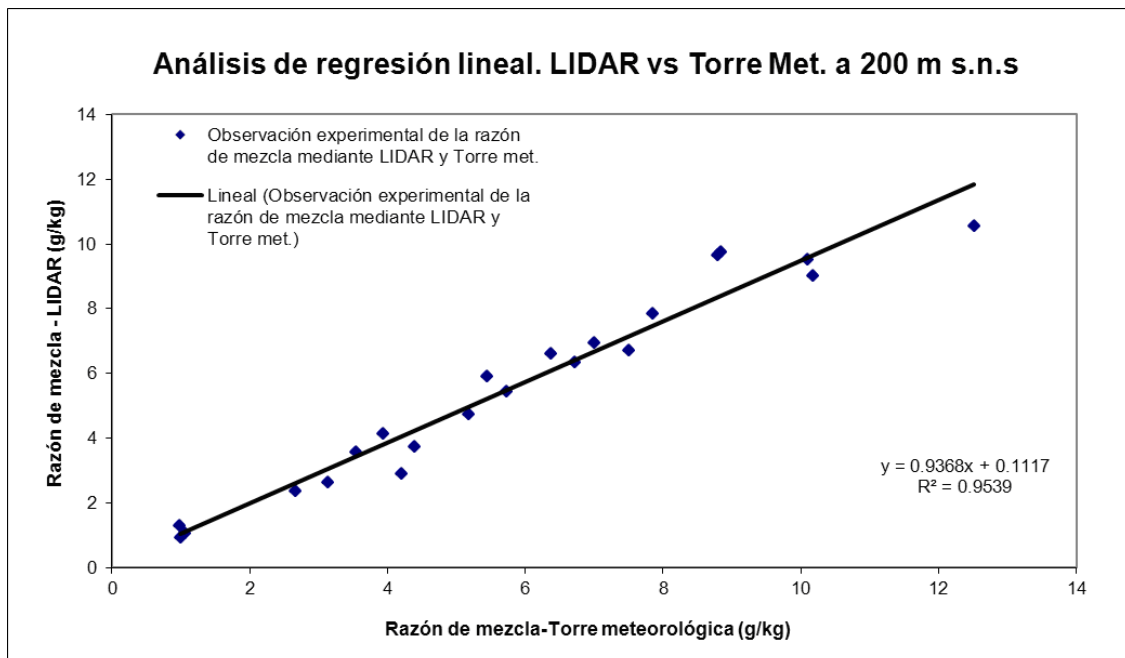


Figura 6.32. Comparación de la razón de mezcla observada por la técnica lidar y la torre meteorológica a 200 m de altura.

Los resultados inferidos en la calibración fueron posteriormente verificados comparando la estimación de la razón de mezcla hallada a 200 m de altitud observada por la torre meteorológica de la estación de CESAR y la detectada por el sistema lidar a la misma altitud. Como se observa en la figura 6.32 la correlación entre las medidas de ambos instrumentos es superior al $R^2 = 0.95$.

Aunque la altura de solapamiento del telescopio que cubre el rango cercano de este instrumento lidar se encuentra a 500 m de altura sobre la superficie terrestre para los canales 355 nm y por ende para el 387 y 407 nm, dicho artefacto tiene la capacidad de caracterizar la distribución del contenido de vapor de agua por debajo de su altura de solapamiento debido a que el efecto del solapamiento es cancelado (la razón de mezcla es estimada por un sistema lidar a partir de la relación entre las señales de los canales 407 y 387nm, sin embargo ha de verificarse previamente que el camino óptico de ambas señales es el mismo). En el caso de la estación lidar de Madrid, no se ha llevado una caracterización tan minuciosa de forma que no se puede garantizar la exactitud de las observaciones realizadas por debajo de la altura de solapamiento, por ello las distribuciones del contenido de vapor de agua no son representadas entre dicha altura y el nivel de superficie.

Concluyendo, los resultados de la calibración del canal de vapor de agua de la estación de Madrid-CIEMAT permiten afirmar que la técnica lidar para la medición de la razón de mezcla de vapor de agua proporciona datos de la citada variable con una resolución espacial muy superior a la que pueden facilitar otros instrumentos de medida como por ej. la radiosonda. Sin embargo, la inestabilidad mostrada por el equipo lidar de la estación de Madrid-CIEMAT, ocasiona una elevada variabilidad asociada a la constante de calibración e impone el uso de una medida de referencia, (proporcionada por la radiosonda), para todas y cada una de las medidas. En una situación ideal, los sistemas lidar son lo suficientemente estables como para evaluar la constante de calibración para un determinado número de casos y posteriormente aplicar dicha constante hallada a las observaciones lidar subsiguientes, de modo que el uso de la radiosonda se limita únicamente al proceso de calibración, pero no para cada una de las mediciones que requieran la exploración de la distribución vertical de vapor de agua.

7. Resultados II.

Estudio de la baja atmósfera

7.1. Introducción

En este capítulo, la región de la baja atmósfera afectada por la presencia de aerosoles, y que comprende desde el nivel de la superficie terrestre hasta la cima de la CRN, ha sido estudiada a lo largo un total de 76 medidas de carácter nocturno, desde el periodo comprendido entre los meses de mayo de 2012 y enero de 2014, incluyendo la interrupción técnica previamente comentada. De las 76 exploraciones realizadas, 16 de ellas son mediciones coincidentes con el paso nocturno del satélite CALIPSO sobre la posición geográfica de la estación lidar de Madrid. Las 60 medidas restantes han sido efectuadas durante las observaciones de carácter regular, que fueron extendidas hasta coincidir en el espacio temporal con el lanzamiento de radiosondas que se lleva a cabo desde Barajas. Por ello, se ha considerado un lapso de tiempo dispuesto entre las 23:15h y las 23:35h UTC para elaborar el promediado de las 60 señales lidar. Igualmente, las observaciones de tipo CALIPSO han sido promediadas durante un intervalo de 20 minutos, sin embargo, el espacio temporal en el que han sido registradas difiere del de las anteriores pues éste depende del recorrido realizado por el satélite CALIPSO a lo largo de su órbita y en definitiva del tiempo de paso sobre la atmósfera que se halla sobre la estación lidar de Madrid. Dicho paso nocturno sucede generalmente entre las 02:00h - 02:30h UTC. Por ello, existe una diferencia temporal entre las medidas de carácter regular y las de tipo CALIPSO, que oscila entre 1h:30min y 2h, porque el inicio de la exploración lidar de tipo CALIPSO se inicia 75 minutos antes del tiempo de paso, finalizándose 2 horas y media después de su comienzo. No obstante, la elevada estabilidad que presentan las condiciones nocturnas y la existencia de otros factores de mayor relevancia que explican la variabilidad de la altura de la CRN y su contenido de agua precipitable a lo largo del ciclo de observaciones, han llevado a estimar esta reducida discrepancia temporal como no determinante en las conclusiones inferidas. El objetivo del ejercicio que se plantea en este capítulo es obtener ciertos parámetros: la cota de la CRN, el AOD y el PWV para posteriormente analizar de forma sucinta la posible interacción de los aerosoles con el vapor de agua a partir de dichos parámetros. Adicionalmente se ha incluido en

dicho análisis un estrato de mayor longitud (0 a 7000 m), así como los datos proporcionados AERONET.

7.2.- Estimación de la altura de la capa residual nocturna

La altura de la CRN ha sido estudiada mediante los procedimientos previamente explicados en la metodología. En condiciones nocturnas se puede observar una capa estable y una capa residual, como se muestra en la figura 3.10 ya comentada, diferenciándose de la situación diurna en la que sólo se observa una única capa de mezcla.

La figura 7.1 ofrece las estimaciones de la altura de la CRN obtenidas mediante la técnica WCT (implementado para el canal elástico en la longitud de onda de 532 nm) durante el ciclo de estudio. La altura de la CRN ha sido hallada identificándose dos máximos absolutos de la WCT, que obviamente superen el valor umbral establecido de la WCT, y eligiéndose aquél que se encuentre a mayor altura pues éste debe de corresponderse con la cima de la capa residual. Esta técnica ha sido comparada con el método del gradiente aplicado sobre SCR del mismo canal elástico. Como muestra la figura 7.2, el grado de acuerdo entre ambas técnicas es muy bueno, corroborándose los resultados alcanzados en estudios anteriores (Sicard et al., 2006). La diferencia porcentual media encontrada para ambas estimaciones es tan sólo del 1.2%.

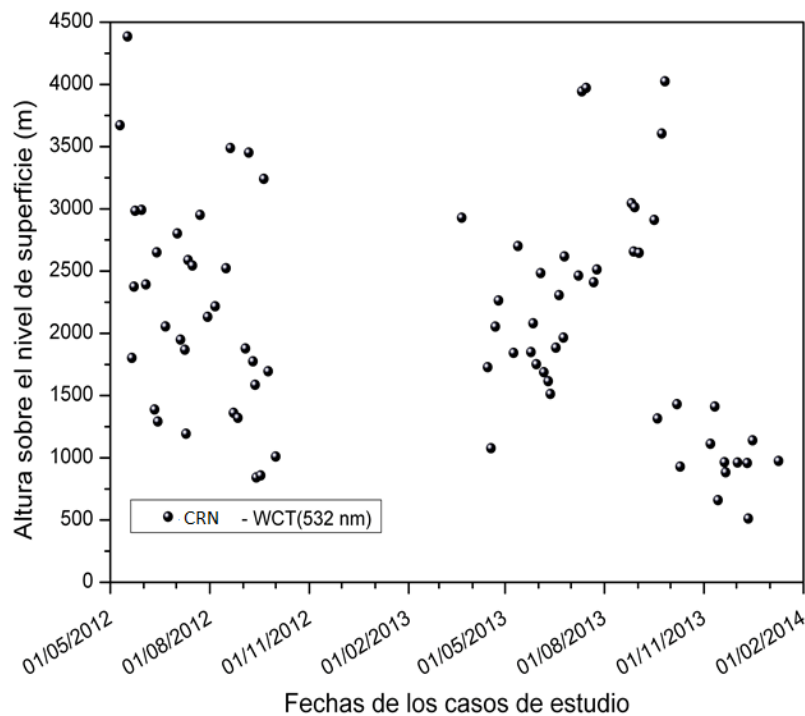


Figura 7.1. Evolución temporal de la altura de la CRN mediante la técnica Wavelet Correlation Transform aplicada sobre la señal corregida en rango en la longitud de onda de 532 nm.

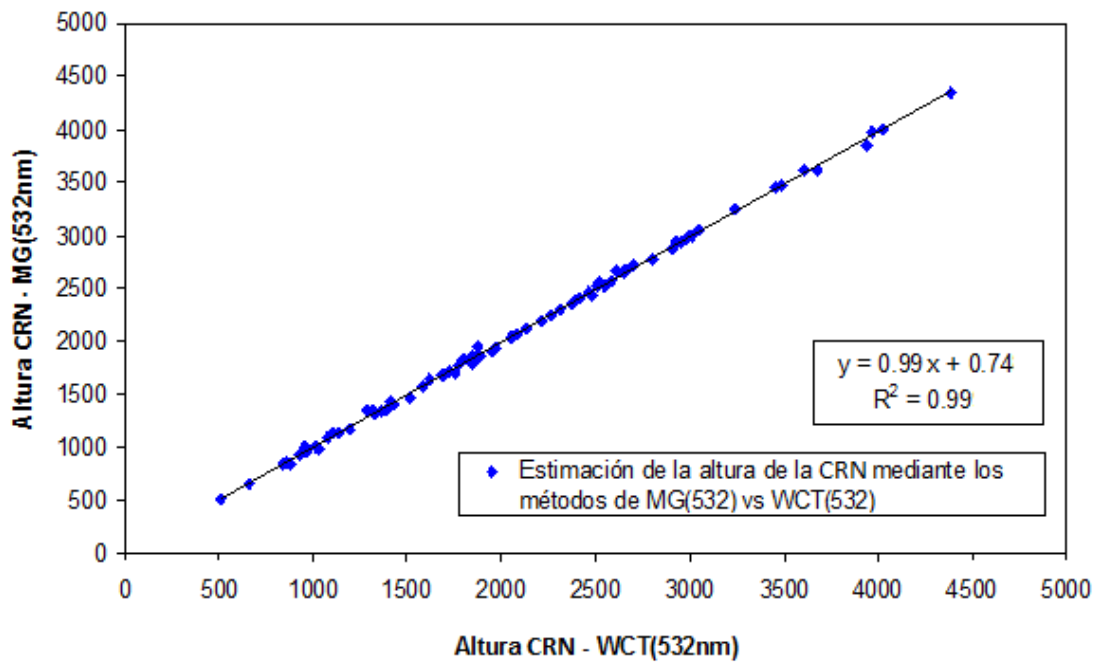


Figura 7.2. Comparación mediante regresión lineal de los métodos WCT y MG (Método del Gradiente) sobre la SCR de 532 nm para estimar la altura de la CRN.

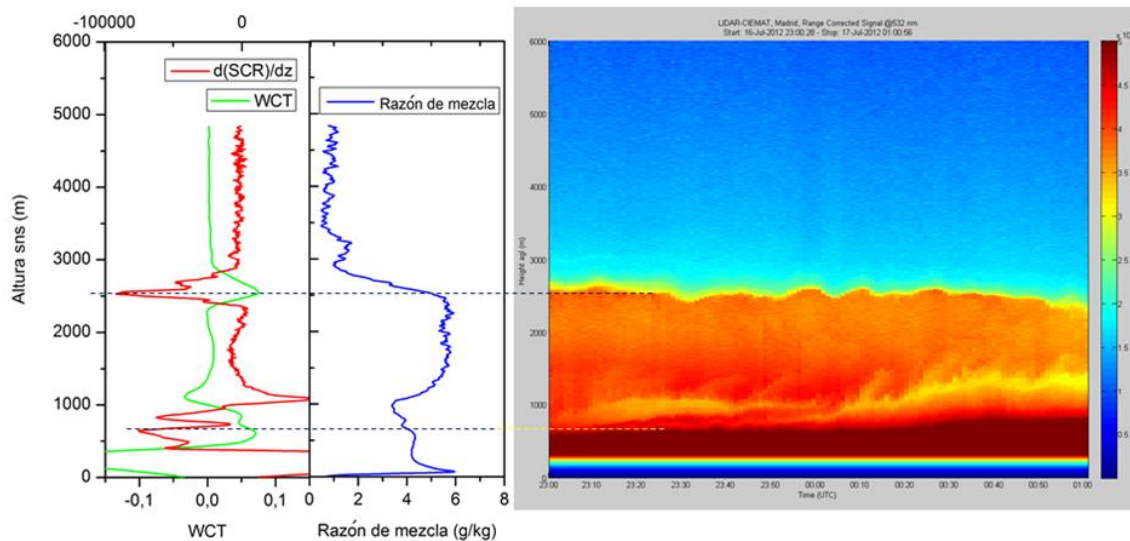


Figura 7.3. (Izquierda) Representación de la distribución vertical de la función WCT, del gradiente de la SCR ($d(SCR)/dz$) y la razón de mezcla de vapor de agua correspondiente al periodo 23:15-23:35h UTC del día 17/07/2012 observada mediante la técnica lidar. (Derecha) Representación de la distribución vertical de la SCR (532 nm) durante el periodo 23:00-01:00h UTC del día 17/07/2012 observada mediante la técnica lidar.

Obviamente, las situaciones que presentaron una convección excepcional y por ende un grado de mezcla elevado sólo ofrecieron un único máximo de la función WCT (y un único mínimo en la función del gradiente analizada), aunque esta situación no fue observada en la mayoría de las ocasiones. La naturaleza de la PBL nocturna exhibe una marcada estabilidad cuando se compara con su homóloga diurna y ello permite identificar claramente en dichas condiciones

dos capas fundamentales, una capa residual y otra capa estable subyacente. Por ello, es necesario establecer una metodología que opte por la identificación de un segundo máximo de la función WCT (ó un segundo mínimo absoluto en la función del gradiente) para determinar la altura de CRN nocturna. Evidentemente, esta forma de actuación es sólo aplicable a las condiciones nocturnas pues durante el día la capa residual es extinguida por el predominio de los procesos convectivos alcanzándose un buen grado de mezcla. A continuación, se muestra a modo de ejemplo un caso de estudio habiendo aplicado la metodología citada (figura 7.3).

Igualmente, la región atmosférica estudiada ha exhibido una estratificación superior a la habitual en una minoría de las ocasiones, lo que ha llevado a identificar más de dos mínimos absolutos en la función de gradiente (ó dos máximos de la función WCT). En dichas situaciones, también se ha reconocido la altura de la CRN como aquel mínimo de la función del gradiente (o el máximo de la WCT) localizado a mayor altura, aunque posteriormente ha sido necesario estudiar dichos casos en detalle con el objeto de discernir si la naturaleza de la estratificación observada se debía a episodios de transporte de una elevada carga de aerosoles. Asimismo, las exploraciones lidar afectadas por la advección del citado material particulado no estuvieron siempre asociadas a la observación de numerosas capas estratificadas en la baja atmósfera, ni la presencia de una elevada estratificación atmosférica fue indicativa de la existencia de eventos de transporte de aerosoles pues ésta también depende de la propia meteorología local.

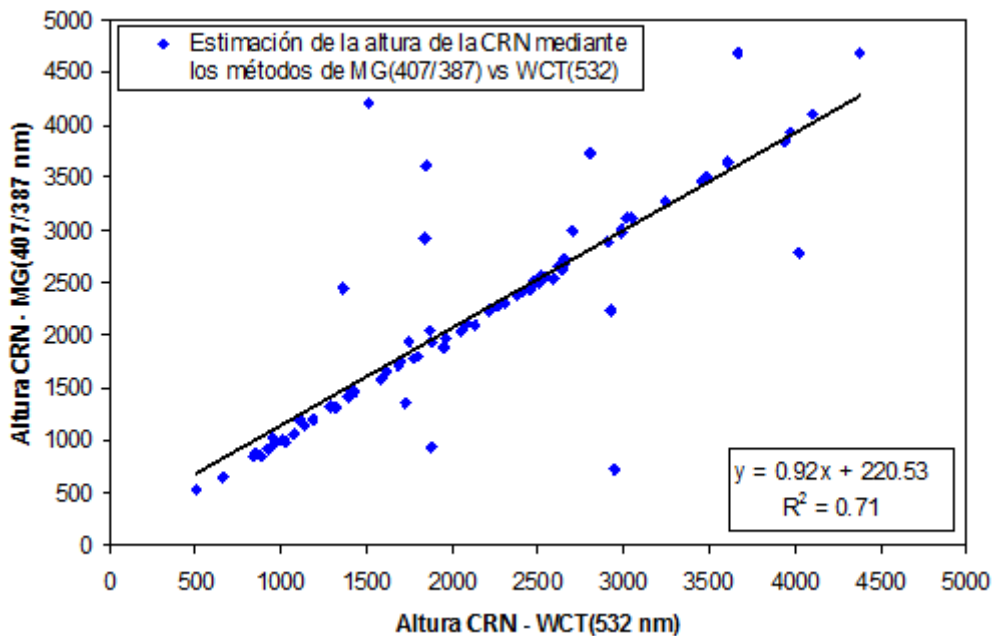


Figura 7.4. Comparación mediante regresión lineal de los métodos WCT (aplicado sobre la SCR de 532 nm) y el MG (implementado sobre la SLVA, relación de las señales lidar de vapor de agua y nitrógeno) para estimar la altura de la CRN.

De forma paralela, el gradiente de la SLVA ha sido estudiado con objeto de evaluar su capacidad para suministrar la altura de la CRN. De acuerdo a Renaut and Capitini (1988) la

SLVA es un trazador perfectamente apropiado para identificar dicha cota y además sugiere que los gradientes más elevados de la SLVA suelen estar asociados a la cima de la CRN. Por ello, el análisis siguiente expuesto en la figura 7.4, ha comparado las estimaciones de la altura de la CRN previamente inferidas mediante la técnica de la WCT con el gradiente de SLVA. En este último caso, se ha seleccionado el gradiente de mayor magnitud de la SLVA para determinar la cima de la CRN, es decir su mínimo absoluto.

Cómo se observa, el grado de acuerdo obtenido entre el gradiente de la SLVA y la WCT (532nm) no es tan bueno como en la comparativa previamente realizada (en la que se compara la WCT y el MG para la señal elástica de 532 nm) debido a la dispersión puntual de ciertos valores registrados, atribuyéndose dicha diferencia a la naturaleza distinta de las señales utilizadas. Así, se han contabilizado un total de 12 eventos, que constataron una discrepancia en el cálculo de la altura de la CRN hallado mediante el gradiente de la SLVA superior al nivel de incertidumbre asociado a la técnica WCT, es decir 150 metros. Estos 12 casos fueron examinados en mayor detalle y se observó que 7 de ellos estaban influenciados por eventos de transporte de polvo africano, que perfectamente pueden adulterar las conclusiones inferidas pues estos procesos modifican la distribución vertical de la concentración de aerosoles por el aporte particulado producido. Bajo estas condiciones, la distribución en altura de la concentración de vapor de agua y de aerosoles, ambos trazadores utilizados en la estimación de la altura de la CRN, dejan de ser comparables y válidos para tal fin. Los otros 5 casos restantes no ofrecieron una causa meteorológica de peso que pudiera justificar el desacuerdo hallado. Únicamente se observó un elevado contenido del vapor de agua precipitable, cuya distribución reveló una disminución acentuada de su concentración en la cima de la CRN, pero que evidenció una reducción de mayor magnitud de su concentración en cotas más elevadas fruto del cuantioso contenido de vapor de agua existente en la columna atmosférica.

Debe mencionarse que la identificación de los eventos de transporte de polvo africano o combustión de biomasa se realiza gracias a los informes proporcionados por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (elaborado mediante un acuerdo de encomienda de gestión con la Agencia Estatal Consejo Superior de Investigaciones Científicas) (2012, 2013). Parte de la metodología implementada en la elaboración de dichos informes, consiste en evaluar las simulaciones facilitadas por los modelos de predicción de concentración de polvo, como por ejemplo el modelo BSC-DREAM8b⁵⁶ o el modelo Skiron (la figura 7.6 expone una de las predicciones de polvo africano ofrecida por ambos modelos que coincidentemente perturbó el estudio mediante la técnica lidar), y corroborar de forma subsiguiente la detección de dichos

⁵⁶ BSC-DREAM: acrónimo inglés de Barcelona Super computing Center – Dust Regional Atmospheric Model.

eventos a partir de las mediciones efectuadas por las estaciones EMEP⁵⁷ a nivel de superficie. Así, todas las exploraciones efectuadas fueron re-analizadas, esta vez excluyendo los 12 casos de estudio que de un modo u otro identificaron un estrato atmosférico distinto al objeto de estudio. De acuerdo a los resultados ofrecidos por la gráfica 7.5 se concluye que la distribución del contenido de vapor de agua es un descriptor adecuado para caracterizar la cima de la CRN, al menos en un 85% de los casos que exploraron la atmósfera hallada sobre la estación lidar de Madrid.

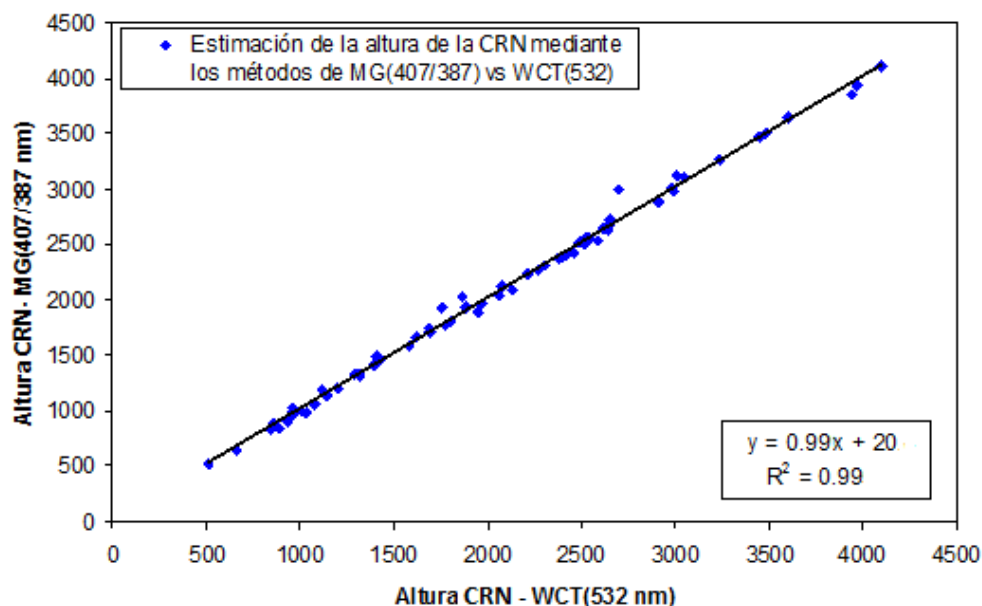


Figura 7.5. Comparación mediante regresión lineal de los métodos WCT (aplicado sobre la SCR de 532 nm) y el MG (implementado sobre la SLVA, relación de las señales lidar de vapor de agua y nitrógeno) para estimar la altura de la CRN (excluidos 12 eventos hallados como discrepantes).

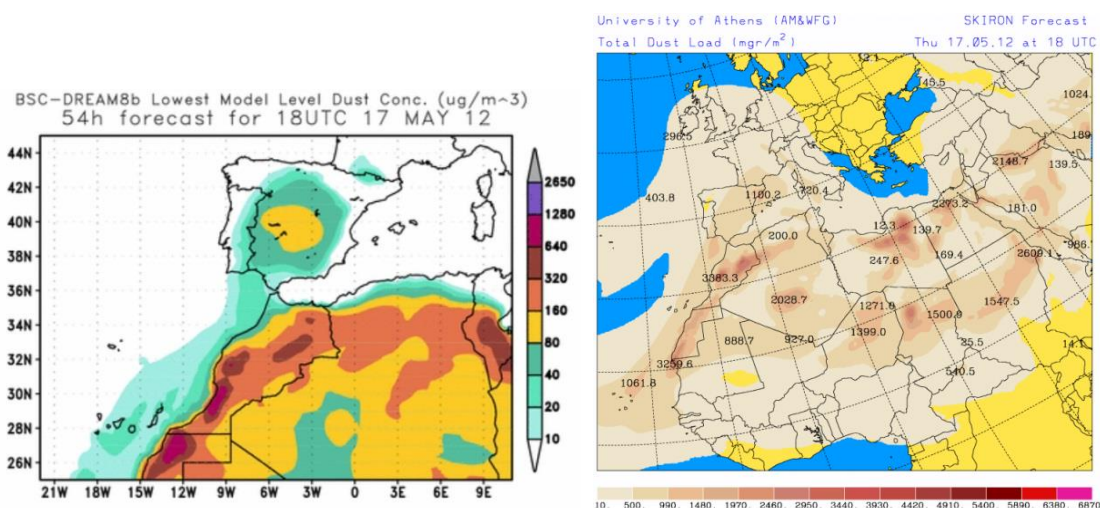


Figura 7.6. Concentración de polvo predicha por el modelo BSC-DREAM8b (gráfico izquierdo) y por el modelo Skiron (gráfico derecho) para el día 17 de mayo de 2012 a las 18h UTC.

⁵⁷ EMEP: European Monitoring Evaluation Programme.

Por otra parte, la gráfica 7.7 expone de forma repetida la evolución temporal de la cima de la CRN inferida mediante el método WCT (532 nm), distinguiéndose ciertos eventos. De color negro se representan las estimaciones de la altura de la CRN calculadas en condiciones de normalidad ó, ausentes de eventos atmosféricos de interés, que pudieran tener alguna influencia en el cálculo elaborado para inferir la altura de la CRN. Los valores registrados en tono rojo ofrecen la cota superior de la CRN calculada en condiciones de elevada carga de aerosoles transportada (debido a episodios de intrusión de polvo sahariano o combustión de biomasa) de acuerdo a los informes proporcionados por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente.

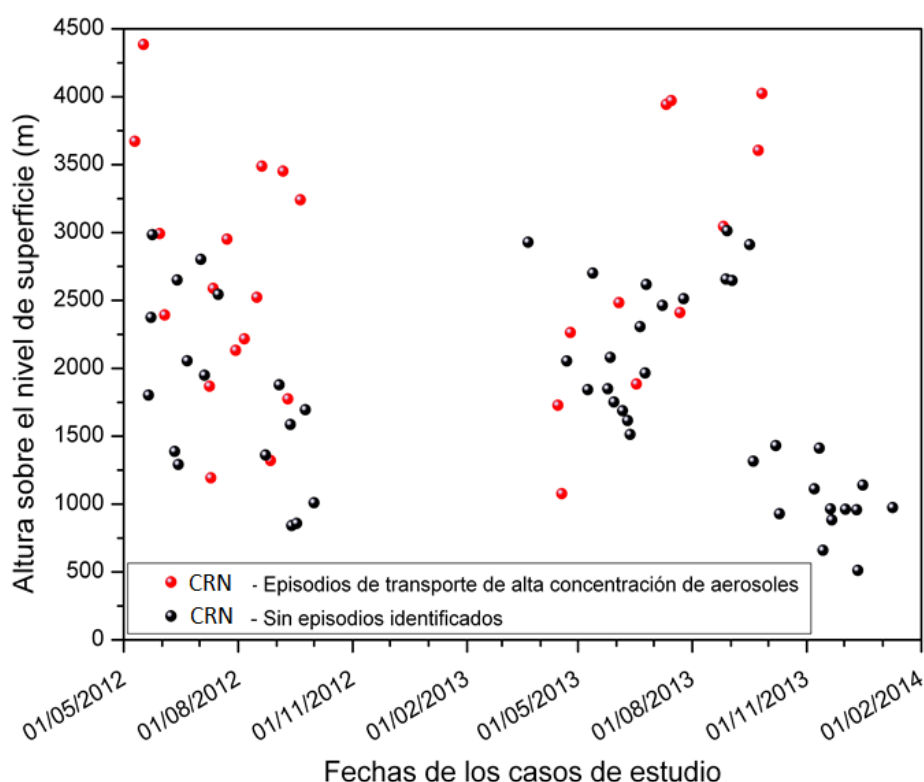


Figura 7.7. Identificación de las estimaciones de la altura de la CRN (mediante la técnica WCT (532 nm)) que estuvieron perturbadas por eventos de transporte de una alta concentración de aerosoles.

A partir de los resultados ofrecidos por la figura 7.7, se percibe que las estimaciones de la altura de la CRN que registraron una cota superior a 3000 m estuvieron afectadas por episodios de una elevada carga de aerosoles. El 35% de un total de 76 observaciones estuvieron influenciadas por tales eventos, de los cuales únicamente 4 de ellos fueron asociados a sucesos de combustión de biomasa y el resto a eventos de polvo sahariano. Pese a que las tres metodologías empleadas en la identificación de la altura de la CRN alcanzan un buen acuerdo y por tanto un elevado nivel de precisión, éstas no son capaces de facilitar un análisis automático de dicha variable pues los procesos advectivos asociados a la meteorología meso-escalar desvirtúan los resultados obtenidos en las exploraciones realizadas y requiere de forma ineludible un examen particular y

minucioso que permita entender las condiciones meteorológicas en las que se ha llevado la observación.

A continuación, se ha evaluado de forma somera la naturaleza de la variabilidad hallada en las estimaciones de la altura de la CRN porque el número de casos de estudio aptos para ser evaluados es estadísticamente limitado. De este modo, aquellos resultados que estuvieron sesgados por la presencia de eventos de transporte de material particulado han sido inevitablemente excluidos de dicho análisis. Ello reduce de forma ostensible la población de datos, necesaria para una correcta investigación de la evolución anual de la CRN (coincidente con la altura de la capa de mezcla del periodo diurno previo) sobre el emplazamiento de la ciudad de Madrid, que inicialmente era de por sí escasa como consecuencia de los problemas técnicos mostrados por la estación lidar.

La figura 7.9 reproduce a lo largo del ciclo de estudio las estimaciones de la altura de la CRN junto a las exploraciones de presión a nivel superficial, dado que esta última variable podría explicar y regir parte de su comportamiento interanual. Las observaciones barométricas de superficie representadas en dicho gráfico corresponden al registro horario de la mediciones efectuadas por el barómetro instalado en la torre meteorológica del CIEMAT durante el mismo espacio temporal que las exploraciones realizadas mediante técnica lidar. Según previos estudios de semejante naturaleza (Granados-Muñoz, 2012) ambas variables suelen mostrar cierta anti-correlación, de forma que la altura de la capa de mezcla (CRN en este caso) presenta un espesor atmosférico significativamente reducido cuando existe una presión a nivel superficial elevada y viceversa.

La representación simultánea de las estimaciones de la altura de la CRN y de la presión superficial no permite identificar plenamente la correlación negativa de ambas variables, pues el barómetro proporciona un único valor de presión superficial que no es suficiente para interpretar la circulación del aire en la dimensión vertical y que a su vez gobierna el espesor de las capas atmosféricas más próximas a la superficie. Por tanto, es ineludible relativizar las observaciones barométricas de superficie efectuadas por la torre meteorológica respecto de las regiones adyacentes con el objeto de caracterizar el movimiento de las masas de aire. De este modo, la situación sinóptica provista por el organismo MetOffice ha sido utilizada para explicar aquellos registros de la altura de la CRN que presentaron un carácter más extremo a lo largo del periodo de estudio. La figura 7.9 incluye la caracterización meteorológica desde un punto de vista sinóptico para los casos citados mediante las letras A y B, que designan respectivamente situaciones de altas y bajas presiones.

Según la teoría, la existencia de una situación anticiclónica o de altas presiones a nivel de superficie ocasiona una convergencia del aire en la dimensión vertical que reduce y comprime el estrato atmosférico más próximo al suelo, observándose que la altura de la PBL (en este estudio CRN) es menor en estas circunstancias. La convergencia del aire en altura se ve equilibrada por una divergencia del aire en superficie (Holton, 2004), desplazándose siempre las masas de aire desde las zonas de mayor presión a regiones de menor presión en un sentido horario como consecuencia del equilibrio alcanzado respecto a las fuerzas de Coriolis y de rozamiento que provoca la superficie terrestre (en el hemisferio norte). Por el contrario, cuando se produce una situación ciclónica o de bajas presiones en superficie, la convergencia del aire (con circulación anti-horaria en el hemisferio norte) ocurre en la dimensión horizontal, situación que se ve compensada por el desplazamiento del aire en altura (figura 7.8). La divergencia de dichas masas de aire en la dimensión vertical es responsable del incremento de la altura de la CRN en estas condiciones.

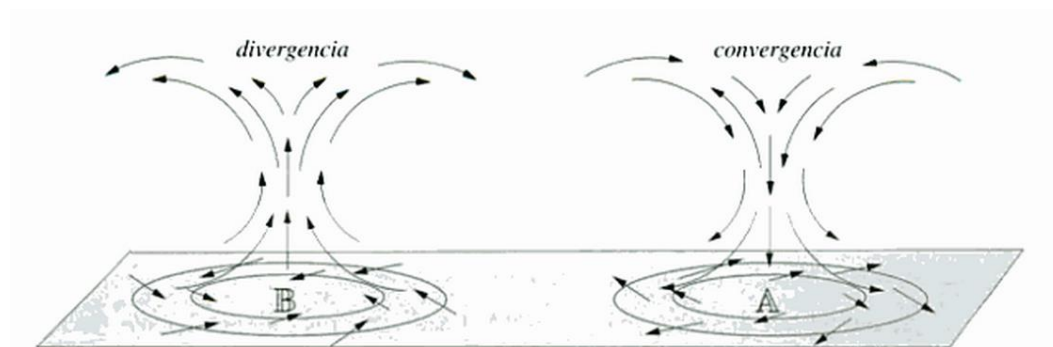


Figura 7.8. Representación esquemática de la circulación del aire en la dimensión vertical y horizontal, función de la presión registrada a nivel de superficie.

Los días 13/09, 14/09 y 2/10 de 2012, al igual que prácticamente la totalidad del período establecido entre el 20 de septiembre de 2013 y el 10 de enero de 2014 estuvieron gobernados por las apariciones de sistemas de altas presiones en superficie (se adjunta la situación sinóptica de las mediciones efectuadas los días 20/09, 08/10, 15/11, 21/11, 6/12, 13/12 y 17/12 de 2013 como representativa del intervalo de medidas citado), señalándose dichas exploraciones en la figura 7.9 mediante la letra A. El origen de dichos sistemas anticiclónicos se atribuye a un carácter dinámico debido a su posicionamiento y extensión, descartándose una naturaleza térmica y de corte más local, que se produce cuando la superficie terrestre interacciona de forma significativa con las masas de aire más próximas al suelo. El sistema de altas presiones en la mayor parte de los casos se halla localizado en el océano atlántico, al noroeste de la península Ibérica, impidiendo la llegada de frentes de origen polar y proporcionando una meteorología de marcada estabilidad sobre la península Ibérica. De forma anómala, la mayoría de las mediciones efectuadas entre el 20 de septiembre de 2013 y el 10 de enero de 2014 se vieron influenciados por la aparición de dichos sistemas anticiclónicos persistentes sobre la península. La situación

de altas presiones en superficie comprimieron los estratos atmosféricos más próximos al suelo de manera relevante, registrándose los valores mínimos de la altura de la CRN durante dicho intervalo temporal. Los días 13/09, 14/09 y 2/10 de 2012 mostraron una situación sinóptica semejante.

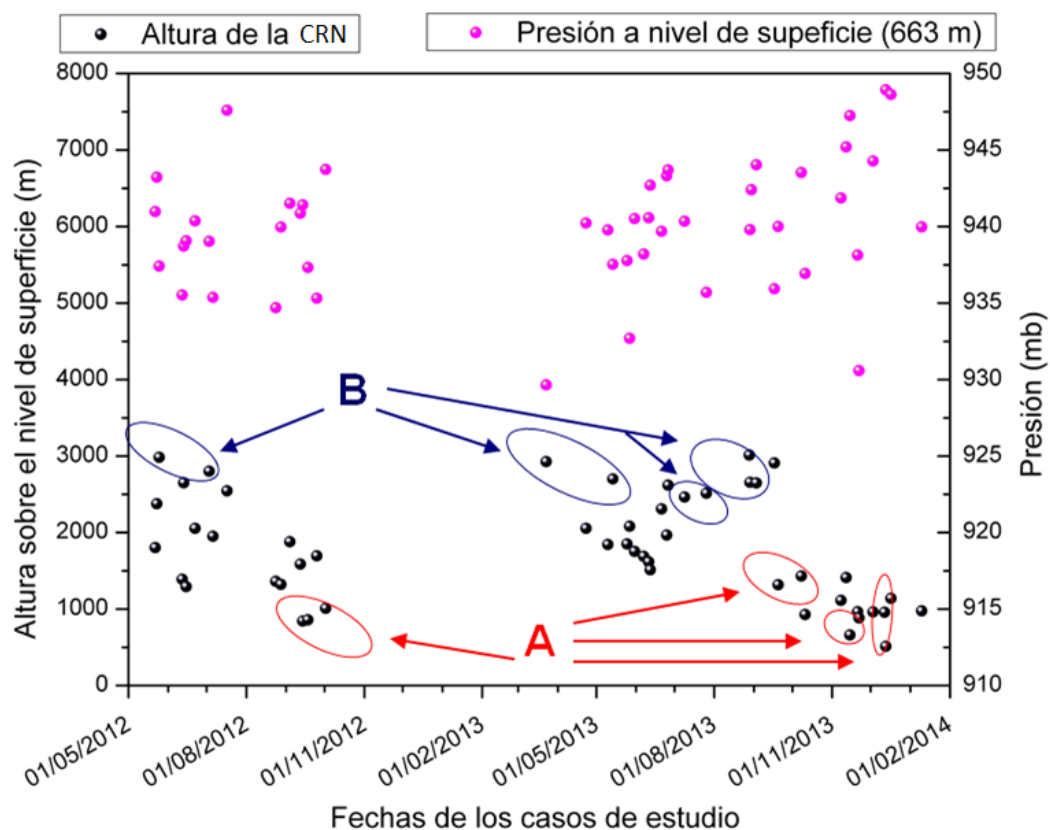


Figura 7.9. Representación conjunta de la altura de la CRN (excluidos los casos de estudio afectados por eventos de transporte de material particulado) y la presión medida a nivel de superficie.

A continuación se muestran dos ejemplos representativos (15/11 y 6/12 de 2013) de la situación anticiclónica que condicionó el comportamiento de la región atmosférica estudiada. El resto de los días citados que muestran la misma naturaleza anticiclónica pueden encontrarse en el Anexo III.

Por otra parte, los días 25/05 y 30/06 de 2012 y 24/03, 13/05, 09/07, 26/07, 27/08, 29/08, 01/09 de 2013, indicados en la figura 7.9 mediante la letra B, manifestaron un sistema de bajas presiones en superficie de acuerdo a los esquemas meteorológicos que se facilitan (Anexo III). Según estos análisis sinópticos, puede intuirse que la mayoría de las situaciones ciclónicas son de carácter local, o también denominadas *bajas térmicas o cálidas*, pues es previsible la existencia de una situación anticiclónica en altura teniendo en cuenta la fecha del año en que se realiza la observación, el posicionamiento del anticiclón de las Azores y la localización local de la región de baja presión asociada a la superficie terrestre, en esta caso la península Ibérica. La existencia

de bajas presiones de carácter térmico fueron atribuidas a todos los días citados exceptuando el 24/03 de 2013 conforme a lo reflejado por los mapas siguientes (únicamente se ofrece un ejemplo representativo de la situación de baja térmica, pudiéndose encontrar el resto de los días citados con las mismas características sinópticas en el Anexo III).

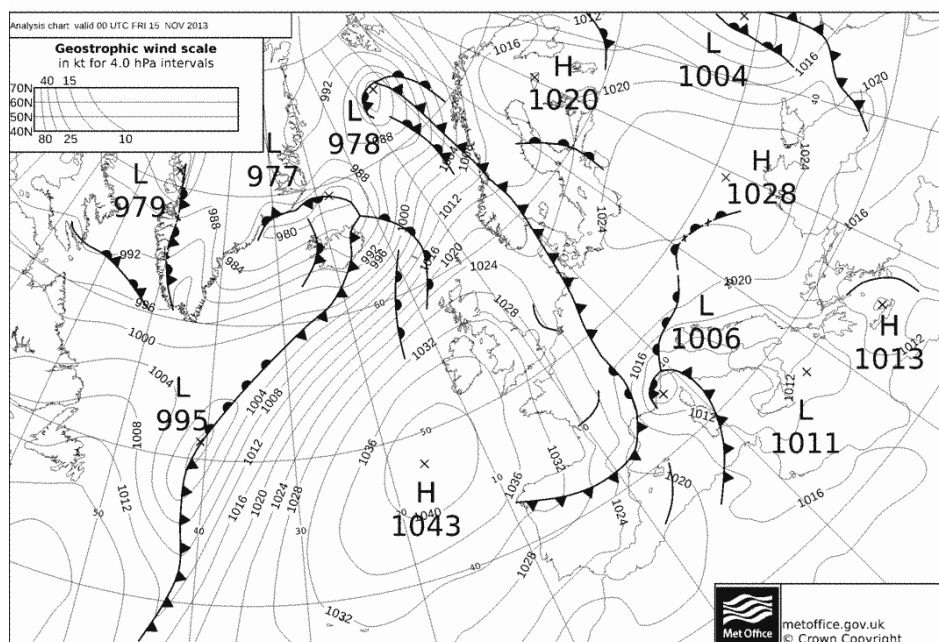


Figura 7.10. Situación de altas presiones de naturaleza dinámica sobre la península Ibérica el 15 de noviembre de 2013 a las 00h UTC.

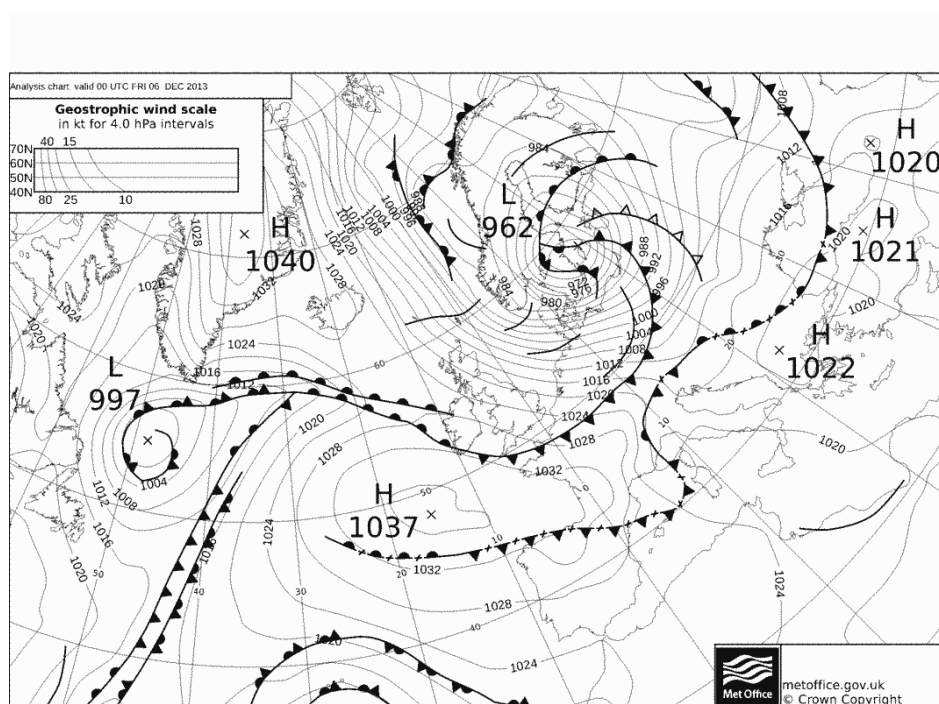


Figura 7.11. Situación de altas presiones de origen dinámico sobre la península Ibérica el 6 de diciembre de 2013 a las 00h UTC.

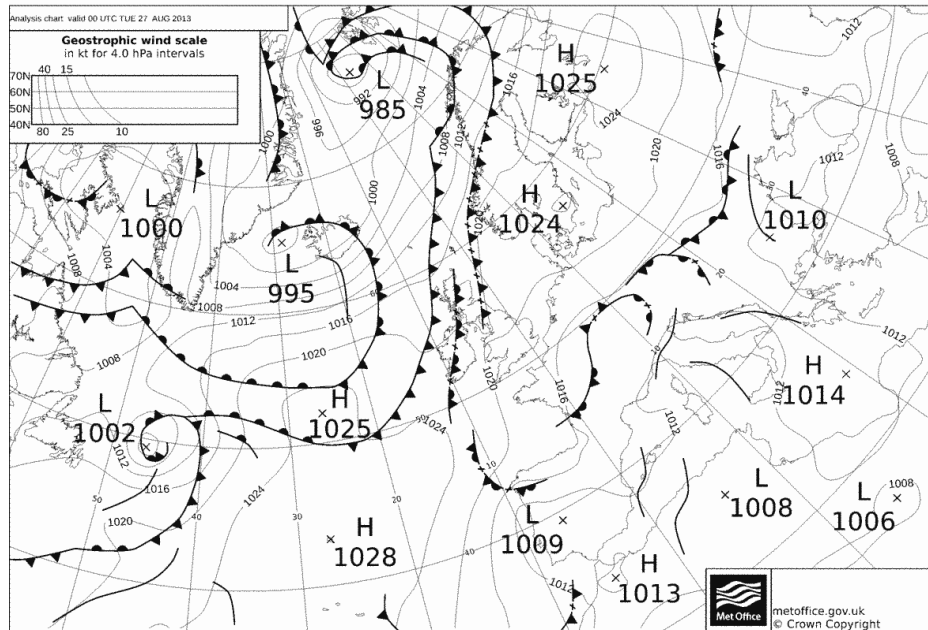


Figura 7.12. Situación de bajas presiones de posible naturaleza térmica sobre la península Ibérica el 27 de agosto de 2013 a las 00h UTC.

El sistema de bajas presiones observado el 24/03 de 2013 muestra una naturaleza totalmente distinta a las situaciones previamente mostradas, atribuyéndole posiblemente un origen más bien dinámico, de forma que la región ciclónica no sólo se produce a nivel superficial y local sino que alcanza una escala espacial mayor en superficie que probablemente se ve intensificada con la altura.

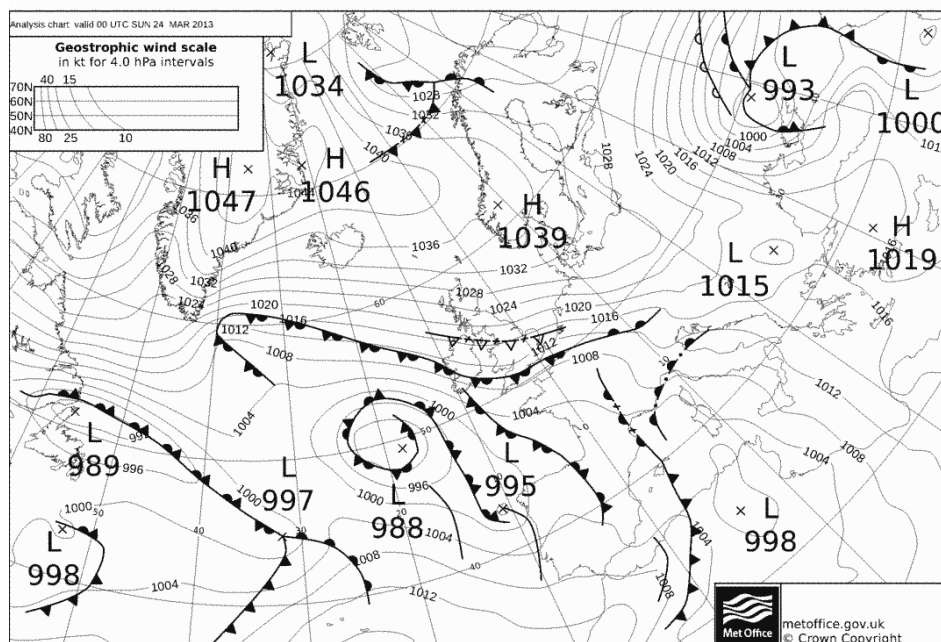


Figura 7.13. Situación de bajas presiones de naturaleza dinámica sobre la península Ibérica el 24 de marzo de 2013 a las 00h UTC.

No obstante, para poder discernir sin lugar a dudas el tipo de sistema ciclónico y anticiclónico originado es estrictamente necesario una evaluación de la situación isobárica en altura, cuestión que no es objeto de este estudio.

Más allá de la plausible relación hallada entre el nivel de presión superficial y la altura de la CRN, que contribuye principalmente a incrementar su dimensión vertical durante el verano mediante la presencia de bajas térmicas y a reducir el espesor de dicho estrato atmosférico durante el invierno por medio de los sistemas anticiclónicos de superficie, la altura de la CRN muestra también cierta dependencia estacional con la irradiancia solar que alcanza la superficie terrestre, pues es responsable de los procesos convectivos que se desarrollan durante el periodo diurno previo. De esta forma, se advierte que la altura de la CRN por término medio en los meses primaverales, veraniegos y otoñales es respectivamente 2.048 ± 0.547 km, 2.464 ± 0.491 km y 1.132 ± 0.358 km sobre el nivel de superficie terrestre. Estas observaciones coinciden nítidamente con la evolución anual de la insolación recibida por la posición geográfica en que se encuentra la estación lidar de Madrid, existiendo un incremento de la insolación entre la estación primaveral y veraniega y una reducción de ésta entre la estación veraniega y otoñal. La altura de la CRN durante la estación de invierno no pudo ser evaluada estadísticamente pues tan sólo un único registro fue hallado. Asimismo, se considera que la población de datos utilizada a lo largo de este análisis debiera ser superior para que el estudio fuese estadísticamente más significativo y evitar conclusiones que pudieran ser truncadas por situaciones meteorológicas particulares. Por ejemplo, la situación anticiclónica de carácter extraordinaria encontrada durante prácticamente toda la estación otoñal del año 2013 ejerce una influencia considerable y desvirtúa los resultados estimados, considerándose que la altura promedio de la CRN del otoño no debiera presentar una variación tan elevada cuando se compara con la estación primaveral.

La evaluación estacional de la altura de la CRN mediante técnica lidar en Madrid ha revelado una estimación diferente desde el punto de vista estadístico a otros estudios de naturaleza parecida, como el efectuado por Granados-Muñoz et al. (2012) en Granada. Sin embargo, la discrepancia fundamental se atribuye al término hallado que viene definido por la propia metodología implementada y el espacio temporal en que se realiza la exploración. Así, Granados-Muñoz et al. determinan en su estudio la altura de la capa de mezcla a partir del primer máximo hallado que supere el valor umbral de la WCT durante las observaciones diurnas. Por el contrario, el estudio llevado a cabo sobre la estación de Madrid halla la cima de la capa residual durante el periodo nocturno, basándose en el segundo máximo encontrado de la función WCT que sea superior al valor umbral de la función WCT o el segundo mínimo de la función gradiente localizado a mayor altura. Por este motivo, se considera que ambos estudios

son ligeramente diferentes aunque sí comparables, puesto que la altura de la CRN se corresponde con la altura de la capa de mezcla del periodo diurno previo.

De este modo, Granados-Muñoz et al. (2012) sugieren un valor medio de la cota de la capa de mezcla que se halla sobre la ciudad de Granada (situada a 680 m sobre el nivel de superficie) durante las estaciones primaverales, veraniegas y otoñales de 1.7 ± 0.3 , 2.0 ± 0.6 km y 1.6 ± 0.4 km sobre el nivel del mar respectivamente. El mayor nivel de semejanza entre ambos estudios (Madrid-Granada) sucede en la estación de otoño, cuando el espesor atmosférico de la capa de mezcla inferido en Granada es de aproximadamente 920 m y la altura de la CRN en Madrid es de 1132 m. Por el contrario, la mayor discrepancia se encuentra en las otras dos épocas del año donde la diferencia entre las estimaciones de ambas estaciones lidar es de aproximadamente 1 km. Es probable que el efecto de la superficie terrestre tenga una mayor influencia en la estación lidar de Madrid que en su homóloga granadina, sugiriéndose que la presencia de bajas térmicas durante el verano y los anticiclones de superficie en invierno puedan explicar parcialmente las divergencias halladas en las estimaciones expuestas, pues su acción sea probablemente más efectiva en el interior (Madrid) que en zonas más próximas a la costa (Granada), agudizándose dichas diferencias.

El análisis efectuado sobre Madrid recoge una serie de cotas de la columna atmosférica, que determinan la frontera entre la troposfera libre y la región atmosférica inferior influenciada por la superficie terrestre durante el periodo de estudio establecido entre mayo de 2012 y enero de 2014. En la estimación de la altura de la CRN, se ha identificado que las distribuciones en altura de ambos trazadores (vapor de agua y aerosoles) presentan una gran semejanza de acuerdo al elevado nivel de correlación hallado previamente, donde se manifiesta que ambas variables muestran una reducción acentuada de sus concentraciones en la cima de la CRN. Por último, las estimaciones de la altura de la CRN han sido utilizadas para evaluar el grado de relación existente entre el contenido de vapor de agua precipitable y el espesor óptico en el estrato comprendido entre la superficie terrestre y dicha cota. Este análisis se presenta en el siguiente capítulo.

7.3.- Estimación del contenido de agua precipitable

El siguiente ejercicio tiene por objeto de estudio el contenido de agua precipitable de 67 exploraciones Raman lidar efectuadas en la estación de Madrid-CIEMAT en dos estratos atmosféricos de interés dado que la capacidad que dispone el instrumento lidar para proporcionar el *PWV* está limitada por el alcance de su señal (especialmente en las de carácter

inelástica pues ésta es más débil), no siendo posible la exploración de la atmósfera en su totalidad. De esta forma, 9 observaciones lidar fueron excluidas del análisis efectuado si se compara con el estudio previo de la altura de la CRN, en el que 76 exploraciones fueron consideradas. La existencia de una relación señal-ruido baja, en ciertas ocasiones, como consecuencia de la presencia de nubes a mayor altura, y en otras, porque la optimización del sistema lidar no proporcionó una relación señal-ruido apropiada, imposibilitó la estimación adecuada del contenido de agua precipitable de todas las mediciones lidar.

Así, el contenido de vapor de agua precipitable confinado en el estrato atmosférico establecido entre la superficie terrestre y la cota de la CRN es inferido, cota que previamente fue hallada en el apartado anterior. El contenido de vapor de agua precipitable también es estudiado en el estrato atmosférico establecido entre la superficie terrestre y los 7000 m de altitud en un intento por determinar el contenido de agua precipitable troposférico, objetivo que obviamente queda limitado por el alcance de la señal. La elección de la altitud de 7000 m como límite superior de la ecuación integral fue encontrado en el compromiso hallado entre el nivel de ruido de la señal lidar de vapor de agua y la representatividad de la cantidad de vapor de agua estimada a dicha altura. Asimismo, el límite de integración superior fue considerado diferente en aquellos casos de estudio que registraron una razón de mezcla de 0 g/kg en cotas inferiores a 7000 m y que a su vez no mostraron vapor de agua en estratos atmosféricos superiores, asignándose la cota a partir de la que no se observaba contenido de vapor de agua alguno.

59 de los 67 observaciones lidar, que evaluaron el contenido de vapor de agua precipitable en la columna troposférica, revelaron un registro inferior a 0,5 g/kg a 7000 m de altura sobre el nivel de superficie y mostrando además una tasa de variación del contenido de vapor de agua en altura negativa. Sólo 2 exploraciones superaron el valor de 1 g/kg de vapor de agua a dicho nivel de altitud. Por tanto, la estimación del contenido de vapor de agua mediante técnica lidar en el estrato establecido entre la superficie y los 7000 m de altitud es considerada como una medida representativa de la existente en toda la troposfera, pues el error cometido en dicha consideración no es significativo. Según Mocker (1995) a partir de los 5 km de altura el 95% existente en la atmósfera está confinado por debajo de dicha cota.

Al igual que se exponía en la metodología destinada a la estimación vertical de la variable w mediante la técnica Raman lidar, el cálculo del contenido de agua precipitable, PWV , requiere de forma ineludible la información meteorológica facilitada por los radiosondeos que deben coincidir temporalmente con las exploraciones lidar. En el caso de las mediciones lidar de carácter regular la coincidencia temporal es absoluta, hallándose una diferencia temporal entre 1 hora 30 minutos y 2 horas entre las observaciones CALIPSO y los radiosondeos nocturnos. Las

discrepancias de naturaleza temporal y espacial (entre ambos emplazamientos de medida) son consideradas no relevantes. Asimismo, los registros de razón de mezcla a nivel superficial fueron simultáneamente adquiridos a la medición lidar, debido a que la torre meteorológica monitorea de manera continua dichas variables meteorológicas.

La figura 7.14 expone la evolución del contenido de agua precipitable inferido a partir de las exploraciones lidar durante todo el ciclo de estudio. De color azul claro se representa la columna de vapor de agua estimada en el estrato atmosférico (0 – altura de la CRN m), así como las tonalidades azules más oscuras reflejan la misma variable integrada en el estrato atmosférico establecido entre 0 - 7000 m (de aquí en adelante será denominado como estrato troposférico, pues es representativo de la cantidad de vapor agua existente en la troposfera). Dicha figura representa un total de 67 observaciones, no pudiendo evaluarse la mencionada variable desde un punto de vista estadístico en la estación de invierno porque tan sólo un único registro pudo ser obtenido (al igual que sucede en el estudio anterior).

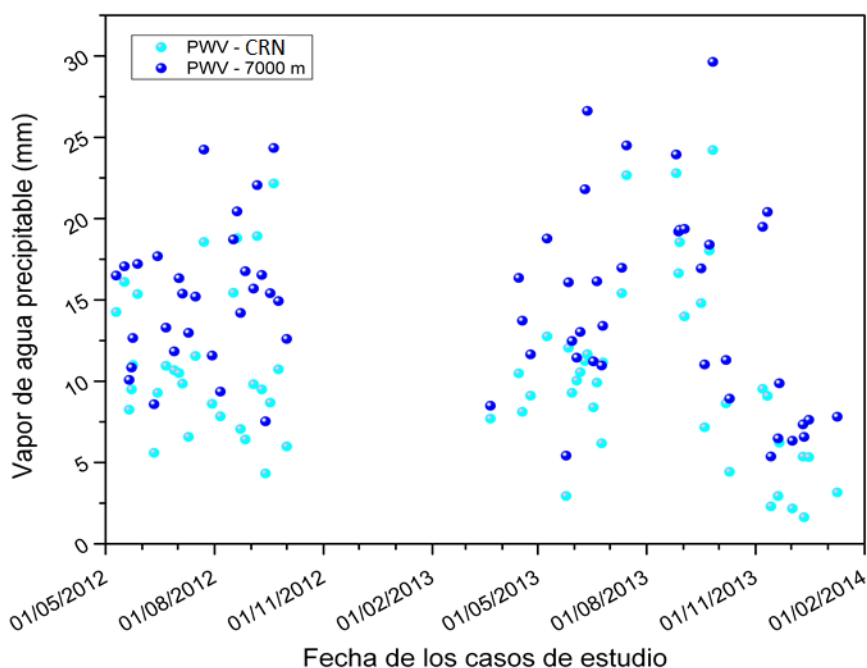


Figura 7.14. Evolución temporal de la columna de agua precipitable hallada en los estratos atmosféricos: (0 – altura de la CRN m) y en el estrato troposférico (0 - 7000 m).

En un primer análisis, el contenido de vapor de agua precipitable estimado en los estratos atmosféricos considerados para el conjunto de mediciones efectuadas durante el ciclo de estudio, muestran prácticamente el mismo patrón, hallándose obviamente una cantidad ligeramente superior de contenido de vapor de agua en el estrato troposférico. Aproximadamente el 82 % de las exploraciones revelaron que el estrato (0 – altura de la CRN)

contenía al menos el 50 % del vapor de agua cuando se comparaba con la cantidad existente en el estrato de la atmósfera establecido entre los 0 y 7000 m de altitud.

El comportamiento anual evaluado para el año 2013 presenta un marcado carácter estacional, registrándose los máximos valores de la columna de vapor de agua en los dos estratos estudiados durante los meses de verano y las primeras semanas del otoño, observándose igualmente los mínimos en los meses primaverales y en los últimos del otoño. La naturaleza del patrón cíclico del contenido de vapor de agua atmosférico encontrado se debe al estrecho vínculo que le une a otra variable meteorológica como es la temperatura (Maiya, 1983), estando condicionada dicha relación por la existencia de fuentes superficiales de agua.

Según la ecuación de Clausius-Clapeyron (Elliot and Lira, 1998) la temperatura atmosférica condiciona fundamentalmente la presencia de vapor de agua en la atmósfera pues las fluctuaciones de la presión atmosférica no son tan importantes como lo son las de temperatura. De acuerdo a los principios termodinámicos que rigen esta ley, la atmósfera presenta una mayor capacidad para contener vapor de agua cuanto mayor es la temperatura. Del mismo modo, los procesos de evaporación son favorecidos cuanto mayor es el valor de dicha variable meteorológica, facilitándose el intercambio de moléculas de agua desde el estado líquido al estado gaseoso. Así, la irradiancia solar que incide sobre la superficie terrestre gobierna el carácter cíclico de la temperatura que a su vez define el patrón periódico que rige el contenido de vapor de agua en la atmósfera. No obstante, este es un comportamiento genérico, pues la distribución de vapor de agua presenta una elevada variabilidad espacial y temporal que está definida por otros factores.

Aunque la población de datos lidar obtenida en el año 2012 es limitada, el patrón descrito por tales observaciones es semejante al de carácter estacional ya expuesto. De este modo, se identifican máximos relativos de la columna de agua registrados (en los dos estratos atmosféricos estudiados) en las últimas semanas de la estación estival del año 2012, advirtiéndose igualmente que el promedio de la estación de verano es ligeramente superior a la época primaveral. La estación de otoño en 2012 no es estadísticamente significativa pues solo dos registros fueron realizados.

La conducta estacional del contenido de vapor de agua atmosférico, observada en la estación lidar de Madrid, está también perfectamente en consonancia con otro estudio (Ortíz, 2011) de semejante naturaleza pero de mayor escala temporal (2002-2008) efectuado en el emplazamiento de Barajas. Las tablas 7.1 y 7.2 detallan la estadística estacional de carácter nocturna (exploraciones lidar efectuadas entre las 23:15 y 01:15 h UTC) del contenido de vapor de agua

observada en el estrato (0 – altura de la CRN) y en el estrato troposférico en la estación lidar de Madrid durante el periodo comprendido entre mayo de 2012 y enero de 2014. La estación invernal no es estadísticamente evaluada, hallándose una única observación el 9 de enero de 2014 con un contenido de PWV de 3.15 y 7.81 mm en los estratos (0 – altura de la CRN) y en el troposférico respectivamente. La tabla 7.3 refleja el análisis estadístico elaborado por Ortiz (2011) de la misma variable de estudio para el emplazamiento de Barajas mediante la utilización de la información proporcionada por los globos-sonda lanzados a las 12 y 0 hUTC. Según Ortiz (2011) la utilización de ambos radiosondeos (0 y 12h UTC) no supone un sesgo en la estadística efectuada pues la amplitud del ciclo diurno-nocturno es pequeña y además el tiempo en el que se efectúa la medición mediante radiosonda no coincide con los máximos y mínimos de la función sinusoidal de dicho ciclo sino que está más bien próximo a sus puntos de inflexión. Por ello se considera que las estadísticas pertenecientes a los dos emplazamientos son comparables.

Estadístico/Estación anual	Primavera	Verano	Otoño
Nº de exploraciones	22	29	15
Media	10.16	12.61	7.77
Desviación estándar	2.98	5.42	6.21
Mediana	9.98	10.95	5.99
Percentil 95	15.30	22.46	19.89
Percentil 5	5.70	6.28	2.01
Máximo	16.10	22.78	24.21
Mínimo	2.94	4.33	1.64

Tabla 7.1. Estadística estacional del contenido de vapor de agua precipitable (mm) hallado en el estrato atmosférico (0 – altura de la CRN) durante los años 2012 y 2013 en la estación lidar de Madrid.

Analizando la tabla 7.2, el valor medio primaveral de la columna de agua precipitable inferido por el instrumento lidar registra un valor de 14.26 mm de agua. Este promedio estacional está conformado por 14 exploraciones efectuadas en 2013 y 8 durante el año 2012, alcanzándose un buen acuerdo cuando se compara con los valores medios mensuales 3, 4, 5, y 6 (meses correspondientes a los meses de primavera) de la misma variable registrada por los radiosondeos en los años 2002 y 2008. En dichos meses el contenido de PWV advertido es respectivamente de 10.56, 12.06, 15.25 y 18.63 mm.

Estadístico/Estación anual	Primavera	Verano	Otoño
Nº de exploraciones	22	29	15
Media	14.26	16.46	12.35
Desviación estándar	4.77	4.61	6.95
Mediana	13.37	16.33	9.87
Percentil 95	21.65	24.30	23.17
Percentil 5	8.50	10.00	6.05
Máximo	26.62	24.49	29.63
Mínimo	5.43	7.53	5.37

Tabla 7.2. Estadística estacional del contenido de vapor de agua precipitable (mm) hallado en el estrato troposférico (0 - 7000 m sobre el nivel de superficie) durante los años 2012 y 2013 en la estación lidar de Madrid.

Estadístico/Estación anual	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Nº de exploraciones	320	266	341	368	369	379	368	391	362	372	338	330
Media	9.81	9.92	10.56	12.06	15.25	18.63	17.61	18.30	18.49	16.96	12.43	10.47
Desviación estándar	4.29	4.35	4.17	3.96	4.95	4.96	4.94	4.75	6.14	5.94	5.00	4.45
Mediana	9.26	9.25	10.82	12.02	14.91	18.68	17.11	18.29	18.15	16.03	12.08	10.02
Percentil 95	18.44	18.11	17.30	18.68	23.31	26.63	26.70	26.12	29.54	27.43	21.29	18.39
Percentil 5	3.50	3.96	3.32	6.05	7.54	10.93	10.76	10.67	8.90	8.89	5.13	3.54
Máximo	22.47	22.80	22.22	26.55	30.59	32.34	33.11	34.42	35.19	34.69	30.03	24.46
Mínimo	2.15	0.90	2.14	3.04	5.19	5.16	5.83	6.75	5.23	4.39	1.88	2.11

Tabla 7.3. Estadística mensual realizada por Ortiz (2011) del contenido de vapor de agua precipitable (mm) durante el periodo de estudio comprendido entre 2002 y 2008 a partir de las observaciones mediante radiosonda.

Por el contrario, el contenido de vapor de agua atmosférico hallado en la estación lidar de Madrid en las épocas veraniegas y otoñales muestra ligeras diferencias con las observaciones efectuadas en Barajas (radiosondeos). El valor medio del PWV hallado por el instrumento de teledetección durante la estación estival es de 16.46 mm de agua y está compuesto por 19 observaciones efectuadas en 2012 y 10 en el ejercicio de 2013. Sin embargo, la tabla 7.3 recoge los valores medios del contenido de PWV de los meses 6, 7, 8 y 9 durante los años 2002 y 2008, todos ellos comprendidos en el rango que va desde los 17.61 hasta los 18.63 mm de agua. Parte de la naturaleza de la discrepancia encontrada se atribuye a la metodología implementada sobre las observaciones registradas por el sistema de teledetección, en la que el contenido de vapor de agua existente en estratos superiores a 7000 m de altitud no es considerado por la limitación del

alcance instrumental. Aunque este hecho no debiera ser significativo debido al reducido contenido de vapor de agua por encima de 7000 m de altitud, si es cierto que durante los meses de junio, julio, agosto y septiembre, la distribución del vapor de agua en la dimensión vertical alcanza las cotas más elevadas, pudiendo verse levemente afectada la estimación del contenido de PWV mediante técnica lidar durante las observaciones de verano. De hecho, 6 de las 8 exploraciones, que registraron un valor superior a 0.5 g/kg al nivel de altitud de 7000 m, fueron efectuadas en la época estival.

Cabe también la posibilidad de que simplemente el periodo veraniego explorado por la estación lidar de Madrid fuese más seco que el promedio de contenido de agua precipitable de los meses de junio, julio, agosto y septiembre de los 7 años de observación.

Respecto a la estación de otoño, la mayor parte de las mediciones que componen su caracterización estacional corresponden al año 2013, identificándose 13 exploraciones. En el año 2012 se realizaron únicamente 2 mediciones. La columna media de PWV registrada por la estación lidar en el otoño (12.35 mm) es ligeramente inferior al promedio que fue obtenido de los valores medios mensuales de las observaciones de PWV ejecutadas en los meses 9, 10, 11 y 12 (18.49, 16.96, 12.43, 10.47 mm) mediante radiosonda. Igualmente, cuando se compara el promedio del contenido de vapor de agua precipitable inferido a partir de las observaciones lidar de las estaciones de otoño y primavera, se advierte que el registro otoñal es levemente inferior, aún cuando los niveles de irradiancia son semejantes en ambas estaciones. Obviamente la distribución de la escasa población de datos en cada una de las estaciones condiciona bastante las conclusiones. Aún así, se sugiere que la situación anticiclónica anómala y de carácter persistente advertida durante las observaciones adquiridas desde mediados noviembre hasta finales de diciembre de 2013 es parcialmente responsable de la observación de registros de PWV ligeramente bajos en la estación lidar durante el otoño de 2013. De esta forma, los sistemas de altas presiones, asentados en las proximidades de la península Ibérica, originan la subsidencia de masas de aire procedentes de estratos superiores, que advectionan un escaso contenido de vapor de agua, contribuyendo a agudizar el efecto observado (obsérvese la situación anticiclónica de los días 15/11, 21/11, 6/12, 13/12 y 17/12 explorados mediante la técnica lidar en el Anexo III).

Por otra parte, las figura 7.15 y 7.16 presentan de nuevo las estimaciones del contenido de PWV en los estratos (0 – altura de la CRN) y en el troposférico a lo largo del ciclo de estudio, discriminándose esta vez las exploraciones efectuadas durante eventos de transporte de una alta concentración de aerosoles y aquellos que no estuvieron influenciados por tales episodios. Como se observa, existe cierta relación entre las exploraciones lidar que manifestaron un valor

más elevado del contenido de PWV y las mediciones efectuadas en presencia de material particulado que fueron advectados por la intrusiones de masas de aire sahariano o hallados en los eventos de combustión de biomasa.

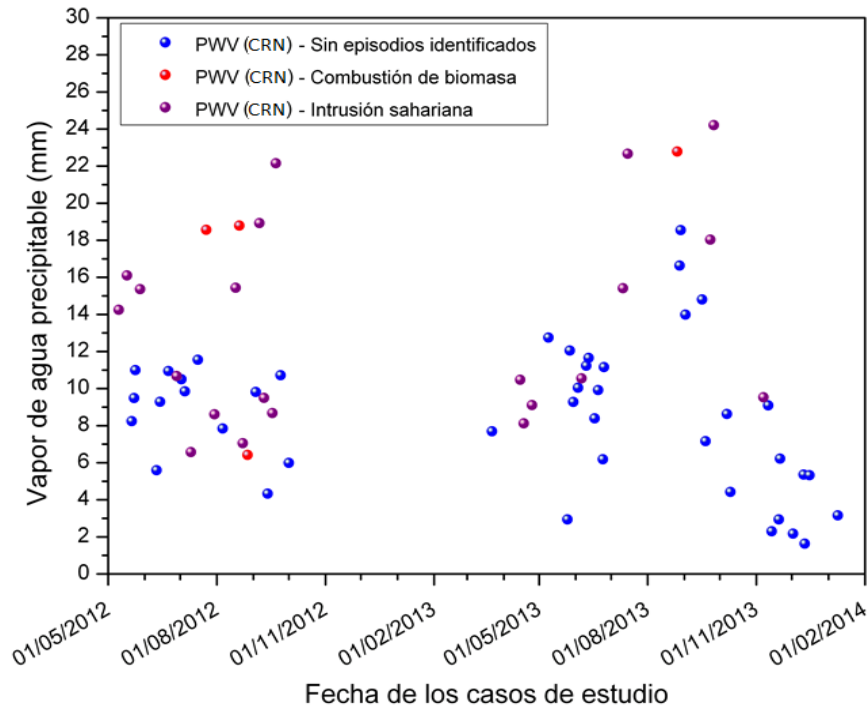


Figura 7.15. Identificación de las estimaciones de la columna de agua precipitable en el estrato atmosférico (0 - altura de la CRN) que estuvieron perturbadas por eventos de transporte de una alta concentración de aerosoles.

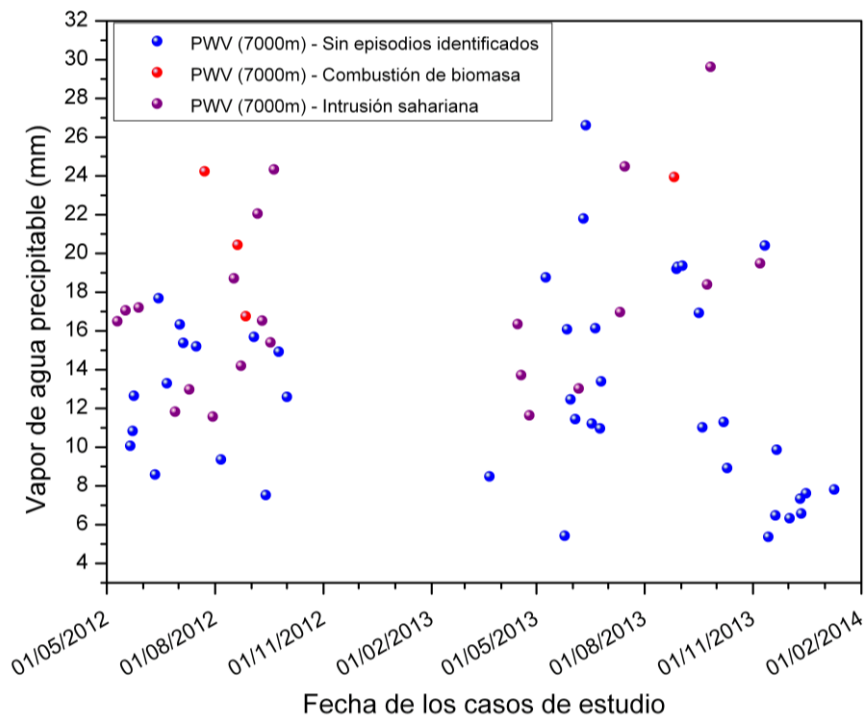


Figura 7.16. Identificación de las estimaciones de la columna de agua precipitable en el estrato troposférico (0 - 7000 m) que estuvieron perturbadas por eventos de transporte de una alta concentración de aerosoles.

Esta observación lleva a plantear el posible rol que juegan los aerosoles cuando sus características físicas y químicas les confieren la capacidad para captar agua, de forma que el incremento en su volumen es consecuencia de su naturaleza higroscópica. Así, un alto valor observado del espesor óptico de la columna atmosférica examinada podría estar relacionado con un elevado contenido de vapor de agua hallado de acuerdo a un hipotético crecimiento higroscópico producido. De hecho, más adelante se evalúa el posible nexo de unión entre el espesor óptico de la atmósfera y el contenido de PWV del conjunto de exploraciones realizadas, adelantándose que ningún vínculo fue encontrado entre ambas variables a lo largo del periodo de estudio, tan sólo en eventos puntuales. La composición silícea de los aerosoles advectados durante los episodios de intrusión sahariana presenta un carácter hidrófobo, que impide en un primer estadio la captación del agua existente en la atmósfera por parte de dichos aerosoles. El estudio posterior del grado de correlación entre la columna de vapor de agua y del espesor óptico, así como el análisis del factor de crecimiento higroscópico de las mediciones lidar efectuadas, revelará que durante estos episodios la interacción entre aerosoles y vapor de agua es nula. Por tanto, la relación causa-efecto entre aerosoles y vapor de agua no es directa ni obvia, advirtiéndose durante el ejercicio de esta tesis que es un proceso físico-químico difícil de ser observado.

La explicación al fenómeno hallado se recoge perfectamente en un trabajo de clasificación de masas de aire y aerosoles estudiados durante los años 2000-2005, elaborado por Toledano et al. (2009). El análisis comparativo de retrotrayectorias de la estación estival en la península Ibérica sugiere que un predominio de las masas de aire de origen atlántico sobre aquéllas que tienen una procedencia africana, es responsable de la observación de un menor contenido de vapor de agua en la columna atmosférica. Así, el calentamiento de la superficie del desierto en verano, produce un sistema ciclónico de origen térmico sobre el norte de África, que inyecta masas de aire cálido (con un gran potencial para contener vapor de agua) con una gran cantidad de polvo sahariano a estratos troposféricos más elevados. En el caso de las masas de aire de origen atlántico, el anticiclón de las Azores origina la subsidencia de aire más frío y seco. De esta forma, cuando se evalúan las masas de aire de distinta procedencia se concluye que las masas de aire atlánticas presentan una humedad absoluta menor.

Por el contrario, el elevado contenido de vapor de agua detectado en la atmósfera durante los eventos de combustión de biomasa, tiene su origen en la misma reacción, pues uno de los subproductos producidos es el vapor de agua. Las propiedades físico-químicas de los aerosoles originados durante dichos eventos dependen estrictamente de la fase de la combustión, así como de la naturaleza de la biomasa que interviene en dicho proceso. Los trabajos de Rivera-Carpio et al. (1996) y Graham et al. (2002) sugieren que aproximadamente el 90 % de los

aerosoles generados en la combustión de biomasa son de carácter orgánico, que a su vez actúan como un efectivo núcleo de condensación debido a su carácter hidrófilo, aunque las curvas que describen su crecimiento higroscópico no es elevado. La naturaleza de estos episodios difiere radicalmente de los eventos de origen africano, identificándose indicios de la captación de agua por parte de los aerosoles emitidos durante la combustión de biomasa en un capítulo posterior.

Concluyendo, la observación del elevado contenido de vapor de agua precipitable en los eventos africanos se debe al origen de las masas de aire y a la dinámica atmosférica que rige su movimiento, y no a los procesos de captación de agua por parte del aerosol. La relación causa-efecto (alta carga de aerosoles, alto contenido de vapor de agua) no es evidente. Por el contrario, los eventos de combustión de biomasa si muestran una plausible relación entre los aerosoles y el vapor de agua, de forma que éstos al actuar como núcleos de condensación captan el agua del entorno, existiendo así una relación directa entre el aerosol y el vapor de agua observado (se demuestra en el capítulo 9).

Por otra parte, la integral de la distribución de los coeficientes de extinción en altura, inferidos mediante el método de Klett-Fernald-Sasano, ha proporcionado los espesores ópticos estimados en las longitudes de onda de 355 y 532 nm. Esta variable ha sido posteriormente analizada junto a las estimaciones del contenido de vapor de agua con el fin de determinar la existencia de alguna relación entre ambas como consecuencia de la captación de agua de los aerosoles. El espesor óptico del estrato (0 – altura de la CRN) y del estrato troposférico ha sido calculado. En el cálculo de dichos espesores ha sido inevitable considerar constante el coeficiente de extinción desde el suelo hasta la altura de solapamiento del canal correspondiente debido a que en este estrato atmosférico el lidar no es operativo por razones anteriormente explicadas. La inversión mediante el método Raman proporciona una estimación más exacta de los perfiles en altura de los coeficientes de extinción respecto al método elástico de Klett-Fernald-Sasano, sin embargo, dado el hecho que la inversión Raman no se ha podido llevar a cabo de forma exitosa para el total de las observaciones, el método de inversión elástico ha sido implementado para examinar todas las exploraciones lidar efectuadas con el objeto de obtener un conjunto de soluciones inferidas bajo la misma técnica de inversión.

De acuerdo a los resultados mostrados en las siguientes figuras (7.17, 7.18, 7.19 y 7.20), se concluye que de forma general no existe relación alguna entre los aerosoles y el vapor de agua presentes en la atmósfera que se halla sobre la ciudad de Madrid. Las exploraciones del espesor óptico (532 nm) y del vapor de agua precipitable observado en el estrato (0 – altura de la CRN) indican un nivel de correlación r^2 bajo (0.48) que no explica una posible interacción de ambas variables en términos globales. Este parámetro fue examinado en el estrato troposférico (0-7000

m) mediante el instrumento de teledetección (532 nm), revelándose incluso inferior. El valor estimado de r^2 fue de 0.2 (ver anexo IV). Se sugiere que el superior nivel de correlación hallado en el estrato (0 – altura de la CRN) respecto al estrato troposférico se debe a las características termodinámicas y a los procesos convectivos que confinan en cierta forma los diferentes componentes que se hallan en dicha capa atmosférica como son los aerosoles y el vapor de agua, descartándose una interacción sistemática entre aerosoles y vapor de agua. Esta última afirmación se sustenta en el bajo nivel de correlación estimado pero también en un análisis posterior que investiga el factor de crecimiento higroscópico inferido a partir de los coeficientes de backscatter y los niveles de humedad relativa, observándose procesos de captación de agua de los aerosoles en una minoría de los casos examinados.

El estudio de correlación entre el espesor óptico y el vapor de agua fue también efectuado con el canal 355 nm (en los estratos atmosféricos citados) y los valores obtenidos ofrecen un nivel de correlación pobre y semejante al canal de 532 nm. Estos últimos resultados son también mostrados en el anexo IV.

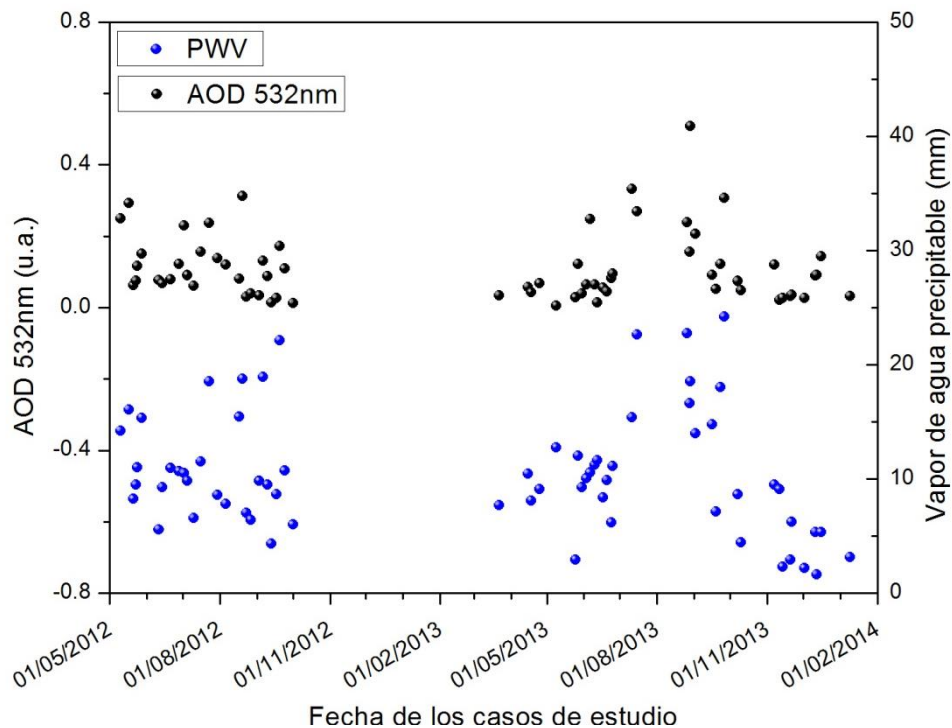


Figura 7.17. Representación conjunta del espesor óptico (532 nm) y el vapor de agua precipitable contenido dentro del estrato (0 – altura de la CRN) examinado mediante la técnica lidar.

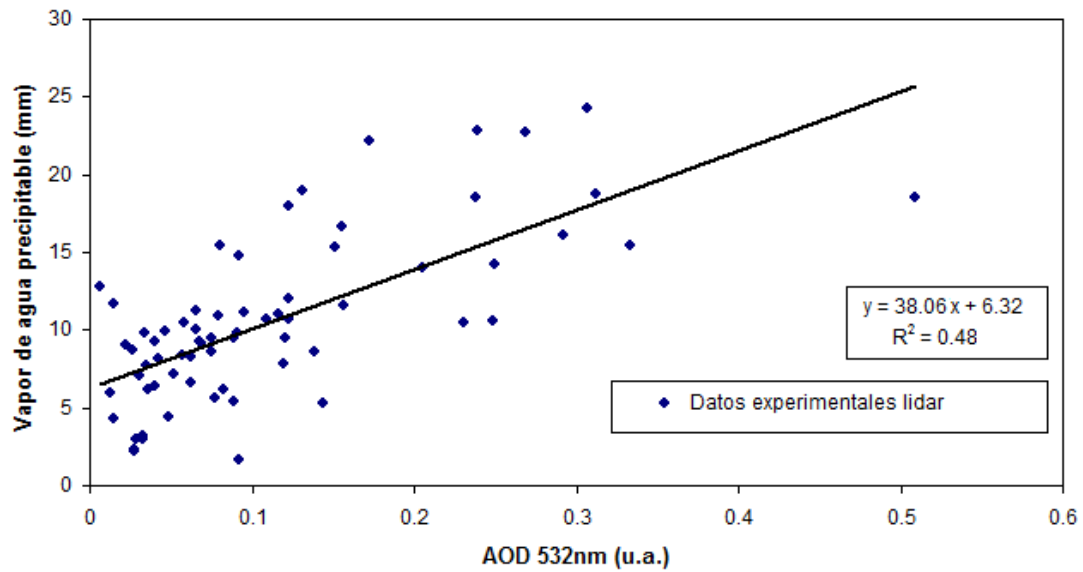


Figura 7.18. Análisis de regresión lineal entre el espesor óptico (532 nm) y el vapor de agua precipitable existente en el estrato (0 – altura de la CRN) explorado mediante la técnica lidar.

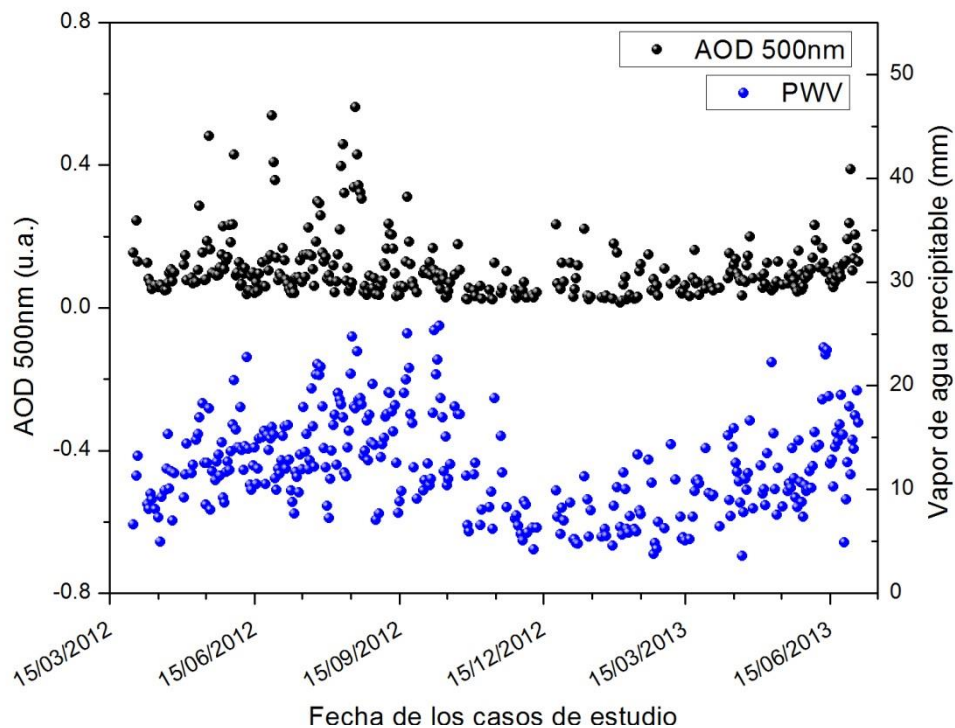


Figura 7.19. Representación conjunta del espesor óptico (500 nm) y el vapor de agua precipitable hallado en la columna atmosférica mediante fotometría solar (CIMEL).

A la hora de inferir el espesor óptico mediante la técnica lidar ha sido necesario considerar que éste se comporta de forma constante desde la altura de solapamiento del canal de teledetección correspondiente hasta el nivel de superficie. Ello introduce un nivel de incertidumbre especialmente superior en el caso del estrato (0 – altura de la CRN) pues se trata de un estrato

atmosférico más reducido (comparado con el estrato que abarca desde 0 a 7000 m). Por ello, las mediciones del contenido de vapor de agua y del espesor óptico de la atmósfera, que proporciona el fotómetro solar hallado en las instalaciones de la AEMET, han sido analizadas con el objeto de evitar la suposición previamente explicada y verificar las conclusiones alcanzadas a partir de los datos adquiridos en la estación lidar.

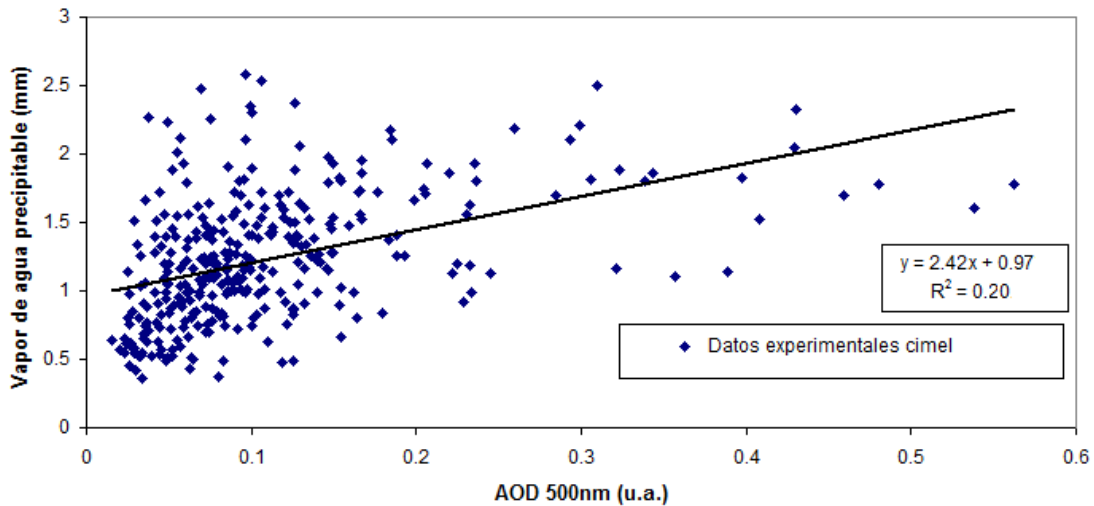


Figura 7.20. Análisis de regresión lineal entre el espesor óptico (500 nm) y el vapor de agua precipitable hallado en la columna atmosférica mediante fotometría solar (CIMEL).

La figura 7.19 exhibe el conjunto de medidas disponibles de nivel de calidad 2.0 efectuadas por el fotómetro solar de los años 2012 y 2013, no hallándose registros de dichas características para el año 2014. El grado de correlación r^2 encontrados entre el espesor óptico y el contenido de vapor de agua es de 0.2 en la longitud de onda de 500 nm y de 0.24 en 380 nm (éste último mostrado en los anexos IV), corroborándose los resultados proporcionados por el sistema de teledetección activo. Este estudio ha mostrado de forma genérica que la interacción entre los aerosoles y el vapor de agua en la atmósfera de Madrid no sucede de manera sistemática (rigiéndose dicha interacción principalmente por la composición química del aerosol), siendo necesario un estudio caso a caso para poder describir en qué condiciones y cómo se produce el proceso de captación de agua por el aerosol. Dicho ejercicio se muestra en el capítulo siguiente.

8. Resultados III.

Estudio de eventos

higroscópicos de

aerosoles

A continuación, en este capítulo, se presentan las observaciones (proporcionadas por las bases de datos de medidas lidar disponibles de Madrid y Cabauw) de los eventos de crecimiento higroscópico halladas en capas atmosféricas bien mezcladas, y próximas a la cima de la CNR o de la capa de mezcla (en uno de los casos observados en Cabauw) de acuerdo a la metodología anteriormente citada (capítulos 5.3.2, 5.4, 5.5, 5.7.2).

8.1.- Casos detectados en la estación lidar de Madrid-CIEMAT

Durante el periodo de observaciones efectuadas entre mayo de 2012 y enero de 2014 mediante la tecnología lidar, tan sólo en 3 exploraciones se pudo observar crecimiento higroscópico del aerosol en la capa límite planetaria de manera detallada, en concreto los días 24/09 de 2012 y 03/06, 20/06 de 2013. Este reducido número de exploraciones se debe a la dificultad elevada para detectar el fenómeno descrito (Fernández et al., 2012, Molero et al., 2013) porque para ello es imprescindible que la composición química del aerosol ambiente sea afín al vapor de agua y que exista un buen grado de mezcla vertical.

8.1.1.- 3 de junio de 2013

De acuerdo a la figura 8.1, la medida lidar nocturna efectuada el 3 de junio exhibió una intensificación de la señal lidar de backscatter en la cima de la CRN, aproximadamente a unos 2600 m de altura sobre el nivel de superficie, durante el periodo establecido entre las 20h - 20:20h UTC. Para analizar en profundidad las causas de este proceso se evaluaron los perfiles verticales de la razón de mezcla y de la temperatura potencial virtual, que se muestran en la figura 8.2, con el objeto de garantizar que la observación realizada no se debió a la advección de

masas de aire con aerosoles diferentes que la de los estratos atmosféricos inferiores. El comportamiento constante de los perfiles verticales de las variables mencionadas confirmaron el buen grado de mezcla de la capa límite atmosférica. Asimismo, las fluctuaciones de las propiedades ópticas en la dimensión vertical, que se producen como consecuencia de la variación de la humedad relativa, pueden ser atribuidas a un mismo tipo de aerosol.

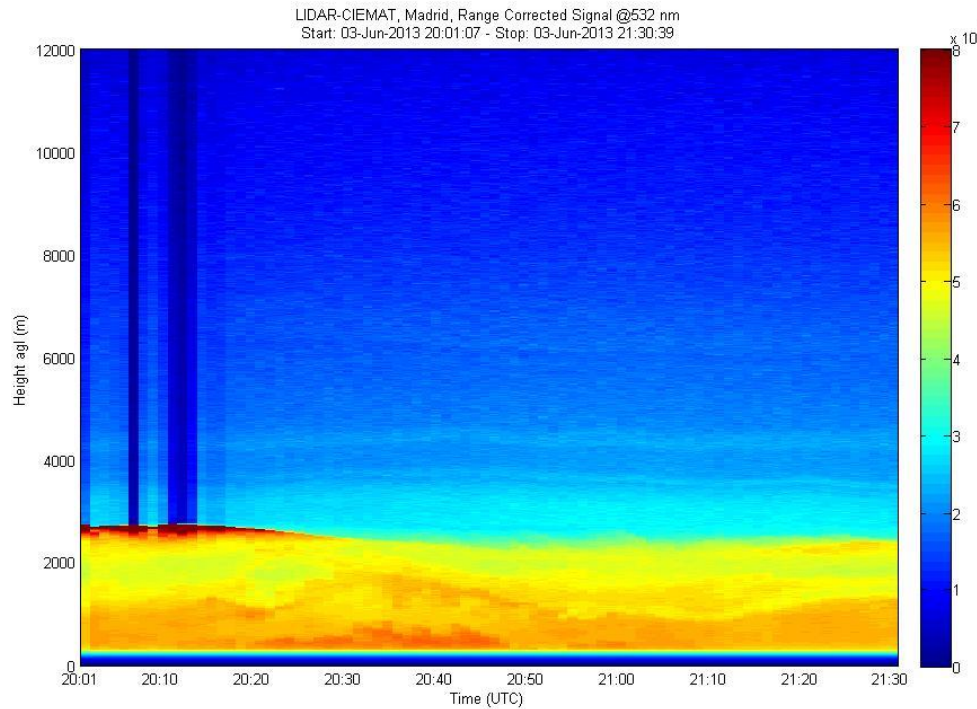


Figura 8.1. Representación (Quicklook) de la señal corregida en rango del canal 532 nm el día 3 de junio de 2013 en el periodo establecido entre las 20h - 21:30h UTC.

Como se observa en el quicklook del canal 532 nm (figura 8.1), la intensificación de la SCR en la cima de la CRN produjo en ocasiones la extinción de la señal lidar en alturas superiores lo que impidió obtener una inversión adecuada del perfil vertical del coeficiente de backscatter en ciertos momentos de la exploración. Por ello, las distribuciones verticales de la razón de mezcla y del coeficiente de backscatter se han inferido en el lapso temporal comprendido entre las 20:15h - 20:25h UTC.

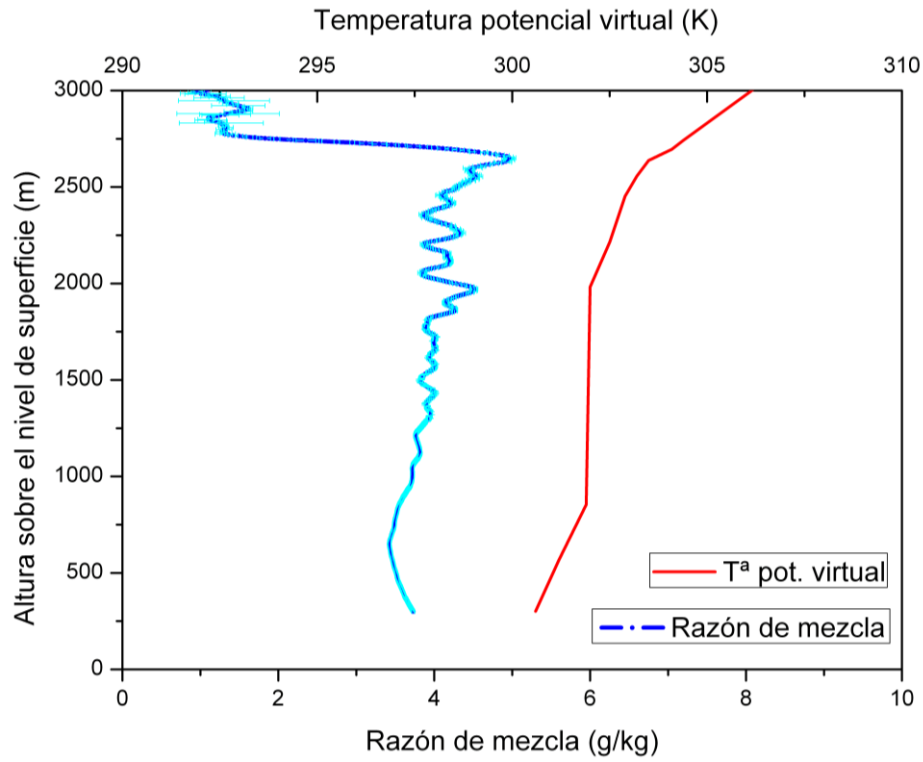


Figura 8.2. Perfiles verticales de la razón de mezcla (azul oscuro) y su error (azul-cyan), y de la temperatura potencial virtual (rojo) obtenidos respectivamente por el lidar el 3 de junio de 2013 entre las 20:15-20:25h UTC y por el radiosondeo el 4 de junio a las 00h UTC.

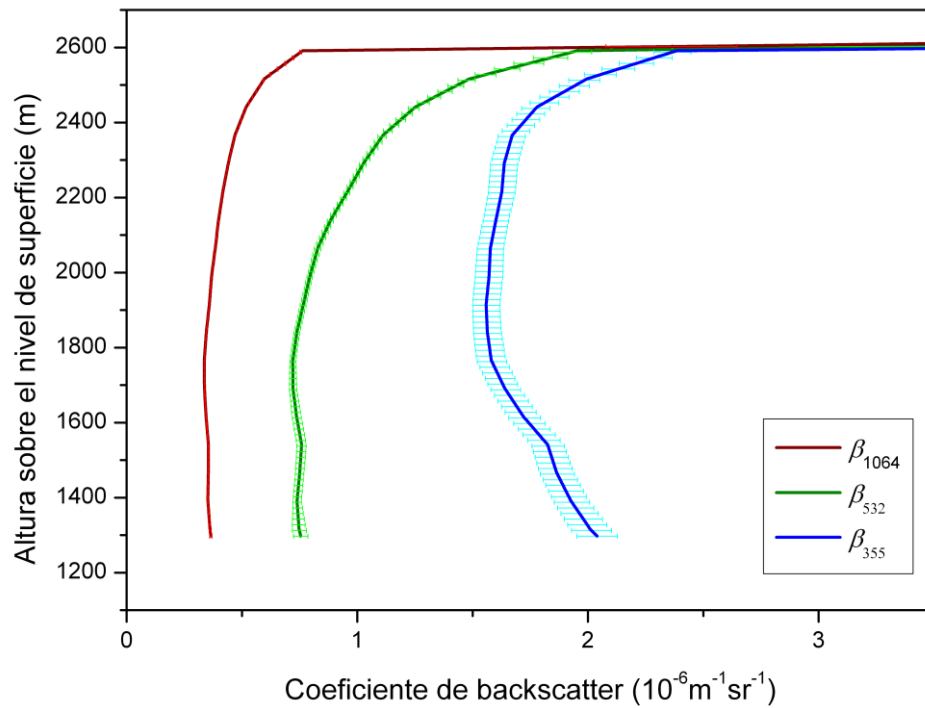


Figura 8.3. Perfiles verticales del coeficiente de backscatter en las longitudes de onda de 355, 532 y 1064 nm de la exploración lidar efectuada entre las 20:15 - 20:25h UTC del día 3 de junio de 2013.

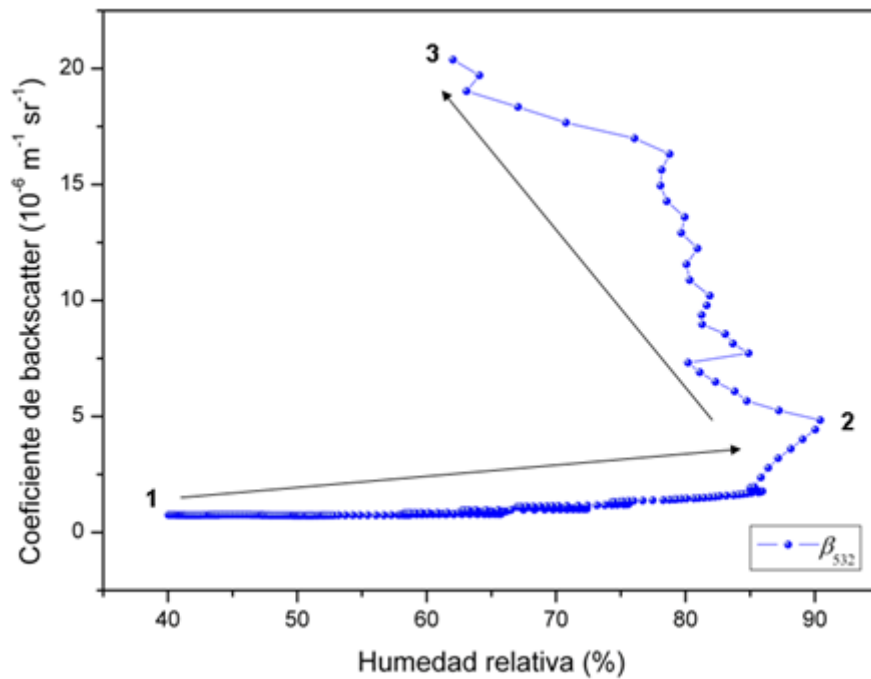
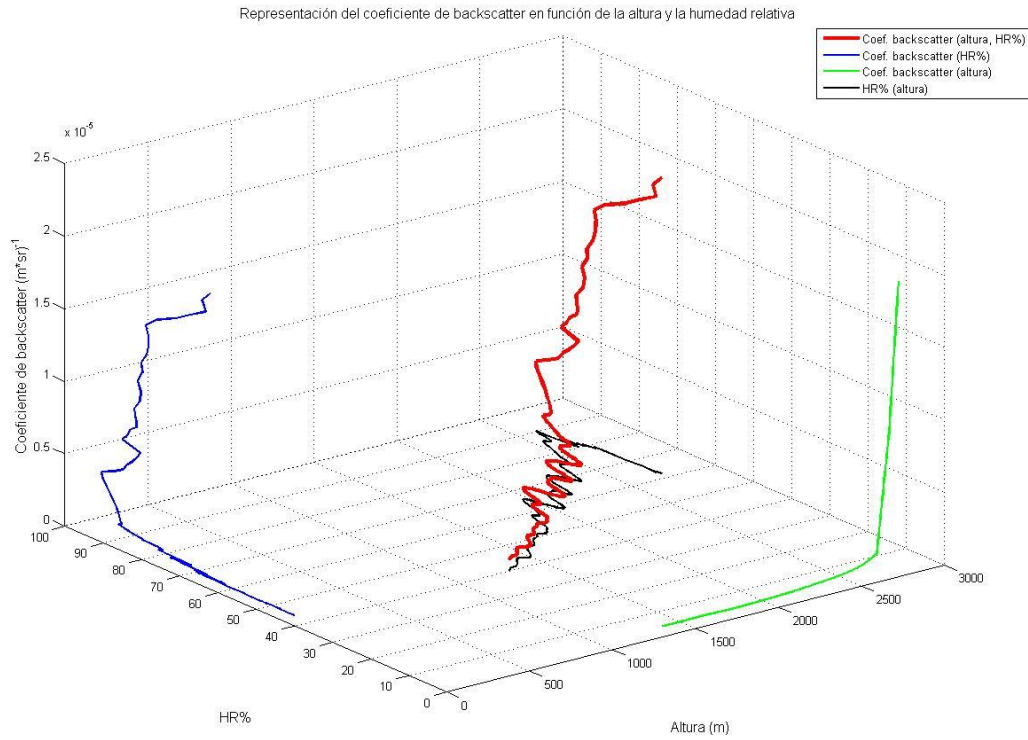


Figura 8.4. Representación del coeficiente de backscatter (532 nm) en función de la altura y la humedad relativa (panel superior). Representación del coeficiente de backscatter (532 nm) en función de la humedad relativa observado a lo largo del estrato atmosférico comprendido entre 1300 y 2720 m de altura (puntos 1 y 3 respectivamente); el punto 2 hace referencia a la altura 2600 m (panel inferior).

El estrato atmosférico objeto de estudio presenta su cota inferior en aproximadamente los 1300 m de altura sobre el suelo, altitud a la que se registra una humedad relativa del 40%, y su límite superior en 2600 m s.n.s, nivel en el que se percibe una humedad relativa cercana al 90%. Por encima de los 2600 m s.n.s se observa que el nivel de humedad disminuye, sin embargo el coeficiente de backscatter (figura 8.4) sigue creciendo. Por este motivo, se considera que a partir de 2600 m existe un estrato en el que muy probablemente tienen lugar fenómenos de dispersión múltiple, característicos de las nubes, que invalidan el cálculo de la curva de crecimiento higroscópico basada en medidas de retrodispersión simple. Por otro lado, el grado de mezcla de la atmósfera a partir de 2600 m no es adecuado pues la razón de mezcla exhibe una rápida disminución en su distribución vertical, lo que impide el análisis higroscópico del aerosol más allá de esa cota.

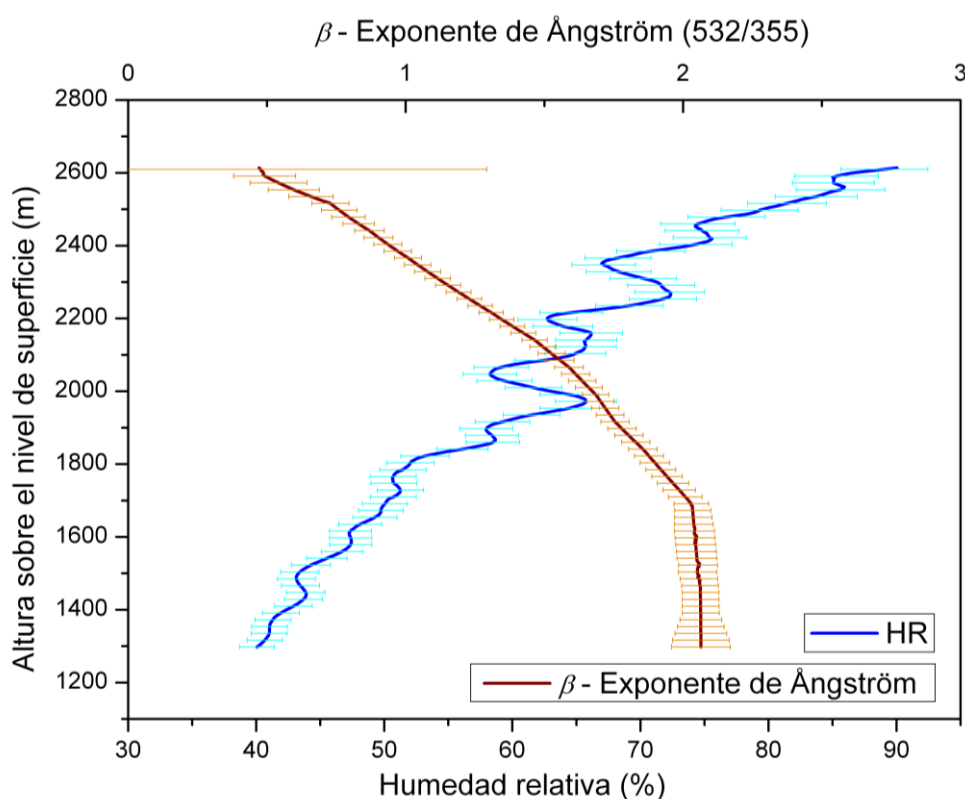


Figura 8.5. Perfil vertical la humedad relativa y el β -exponente de Ångström (532/355 nm) por el lidar el 3 de junio de 2013 entre las 20:15-20:25h UTC.

En la figura 8.5, se han representado simultáneamente los perfiles verticales de humedad relativa y del β -exponente de Ångström (532/355 nm) en el estrato de interés. Se puede observar que ambos parámetros tienen un comportamiento anticorrelacionado de forma que a medida que la humedad relativa aumenta con la altura, el β -exponente de Ångström disminuye. Éste último parámetro pasa de un valor 2 hasta 0,5 en el estrato atmosférico estudiado, y su descenso comienza cuando la humedad relativa supera el 50%.

En las figuras 8.6 y 8.7 se representa el factor de realce obtenido a partir de los datos experimentales lidar y el factor de realce calculado utilizando dos parametrizaciones de ajuste entre los puntos de la atmósfera explorados 1 y 2 de la figura 8.4. Las humedades relativas de referencia han sido fijadas en 60 y 70 % debido a la disponibilidad de datos en los tres casos de estudio que se presentan y porque además son niveles de humedad de referencia ya utilizadas en otros trabajos. De esta forma, las estimaciones halladas son comparables con estudios semejantes que se describen más adelante.

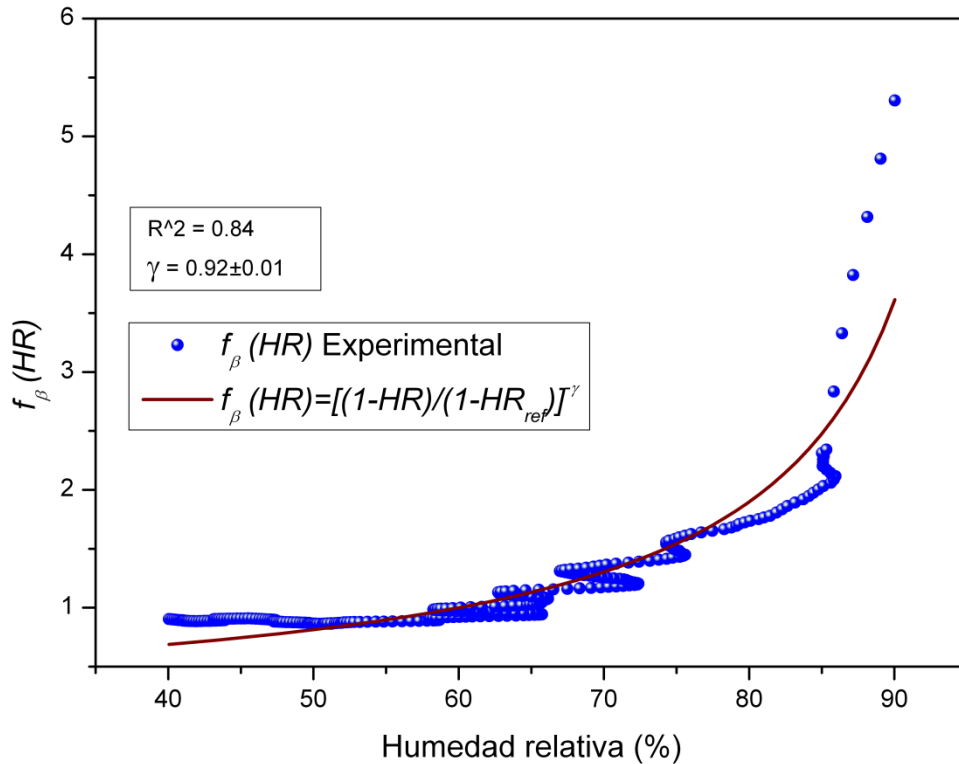


Figura 8.6. Factor de realce basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) y estimado para una humedad relativa de referencia del 60% el día 3 de junio de 2013 (20:15h -20:25hUTC).

Según la figura 8.6, el factor de realce basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) hallado para una humedad relativa del 80 % y considerando como referencia el 60% de la misma variable es de 1,74. Asimismo, dicho factor se incrementa hasta 2.05 cuando la humedad relativa se aproxima al 85 %. El parámetro higroscópico γ de la aproximación empírica que reproduce fielmente los datos experimentales ($r^2 = 0.84$) observados es de 0.92. Esta ecuación paramétrica es también utilizada por Veselovskii et al. (2009) y Granados-Muñoz (2014) para determinar el crecimiento higroscópico del aerosol. Al final de este apartado, se compararán las observaciones efectuadas por dichos autores y las que fueron obtenidas en la estación lidar de Madrid-CIEMAT.

La siguiente figura expone los mismos datos experimentales que los hallados en la gráfica anterior, exceptuando dos particularidades. El factor de crecimiento está normalizado en un valor de humedad relativa del 70%, en vez del 60%. Y además, la aproximación paramétrica empleada es ligeramente distinta (ver en la figura 8.7). Estos parámetros son los que utilizó Tardif (2002) en su trabajo y son empleadas a continuación para poder comparar el fenómeno higróscopico identificado en Madrid con el realizado en ese estudio.

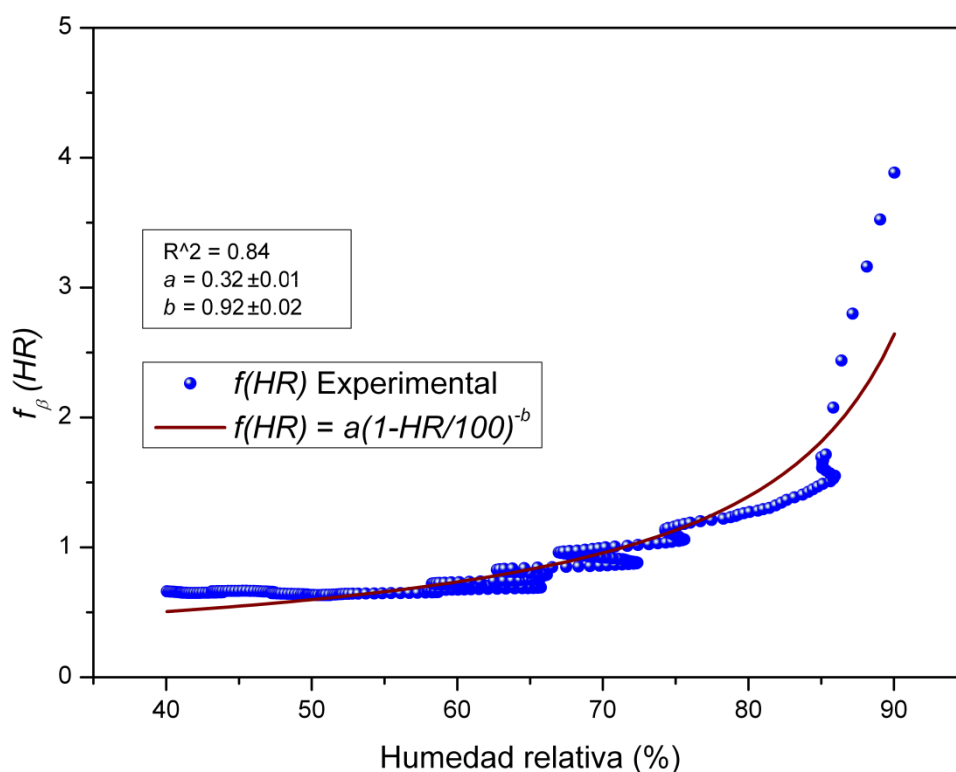


Figura 8.7. Factor de realce basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) y estimado para una humedad relativa de referencia del 70% el día 3 de junio de 2013 (20:15h -20:25hUTC).

Los parámetros a y b inferidos según esta parametrización caracterizan la curva de crecimiento higróscopico el 3 de junio de 2013 en Madrid y adquieren los valores 0.32 y 0.92 respectivamente. La bondad del ajuste del modelo parametrizado a los datos experimentales muestra un $r^2 = 0.84$, no hallándose diferencias significativas en este término respecto al anterior ajuste.

La falta de datos de composición química del aerosol examinado el día de estudio no permite proporcionar una caracterización más profunda, ni atribuir el comportamiento higróscopico advertido a un tipo de aerosol determinado, no obstante se sugiere las siguientes hipótesis.

Una vez alcanzado el 85% de humedad relativa, el factor de crecimiento higroscópico experimental es notablemente superior a la predicción del modelo inferido. Según Kotchenruther et al. (1999), este suceso podría ser parcialmente explicado por un crecimiento por delicuescencia. De esta forma, la aproximación estimada por el modelo es insuficiente para describir los procesos físicos implicados y sería necesaria la utilización de otros de mayor complejidad para caracterizar el fenómeno. En este supuesto caso, el aerosol observado podría estar conformado por sustancias cristalinas que diesen lugar a la delicuescencia observada.

A continuación, se presenta la retro-trayectoria calculada por el modelo HYSPLIT para el día 3 de junio de 2013 en los niveles de altitud 1800, 2500 y 3300 m sobre el nivel mar, dado que el estrato atmosférico en que se identificó el crecimiento higroscópico del aerosol sucedió entre los 1300 y 2600 m de altura sobre el nivel de superficie (Madrid está situado a 663 m sobre el nivel del mar). Como se observa, el origen del aerosol evaluado en los 3 estratos atmosféricos es el mismo, constituyendo ésta una prueba más de que la curva de crecimiento higroscópico inferido corresponde a un único tipo de aerosol, descartándose la hipótesis de la presencia de aerosoles con diferente composición química en el estrato atmosférico estudiado. También se incluye la situación sinóptica estimada por el organismo MetOffice para el día de estudio citado.

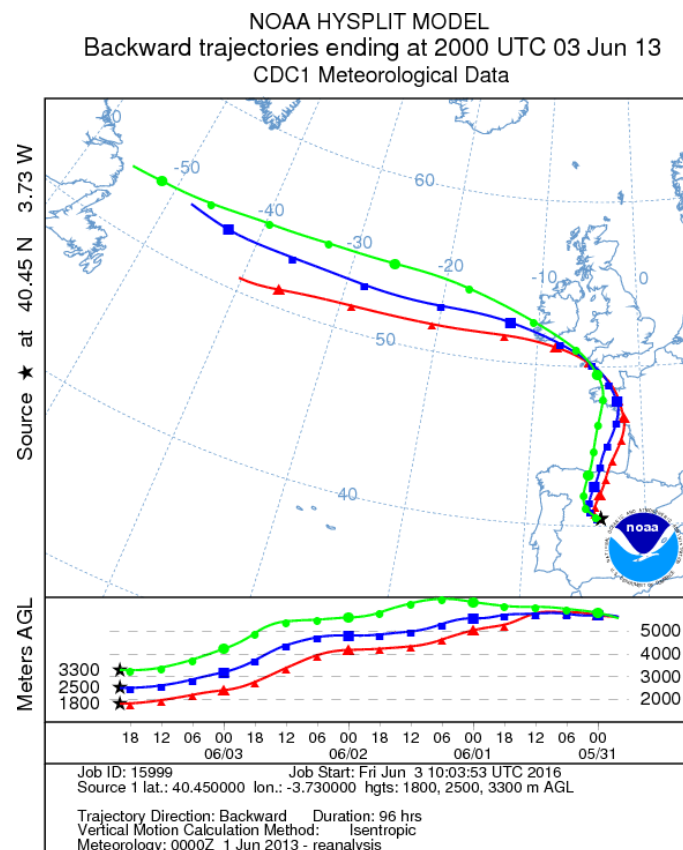


Figura 8.8. Análisis de retro-trayectorias de 96 horas estimadas por el modelo HYSPLIT para el día 3 de junio de 2013 a las 20h UTC.

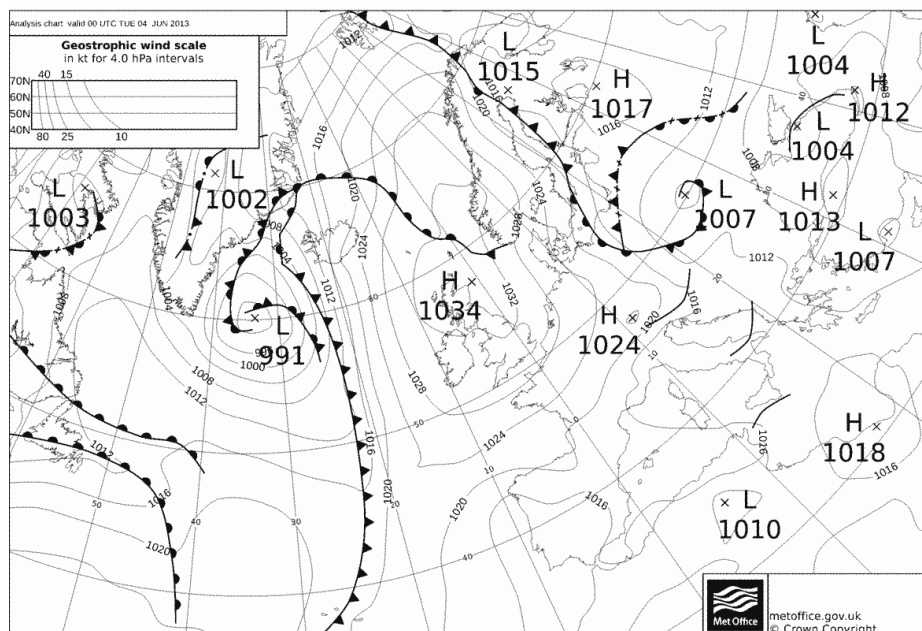


Figura 8.9. Situación sinóptica estimada por el organismo Metoffice el día 3 de junio de 2013.

A partir de la información proporcionada por el modelo HYSPLIT y el análisis sinóptico elaborado por el MetOffice británico, se sugiere que el aerosol investigado el 3 de junio de 2013 podría ser de origen marino. El sistema de bajas presiones (991 mb), identificado en el océano Atlántico al sur de Groenlandia, podría inyectar aerosol marino en los estratos más elevados de la troposfera libre y posteriormente el aerosol sería transportado hacia el continente europeo según la simulación de retro-trayectorias. Asimismo, el anticiclón asentado sobre las islas británicas ocasionaría la subsidencia de las masas de aire desde los 4000-5000 m de altitud hasta los 1500-3000 m de altura sobre el nivel de superficie, irrumpiendo en la capa límite planetaria de la región en la que se encuentra la estación lidar de Madrid.

Esta hipótesis estaría en consonancia con la curva de crecimiento higroscópico del aerosol investigado en la atmósfera de Madrid. La advección de aerosol de origen marino justificaría la existencia de sustancias cristalinas en el aerosol explorado que ocasionase a su vez el posible fenómeno de deliquesencia identificado en la curva experimental de crecimiento higroscópico.

Finalmente, las inversiones facilitadas por el fotómetro solar de la AEMET (Ciudad Universitaria) integrado en la red AERONET han sido estudiadas para conocer en mayor detalle el aerosol observado. Los datos presentados en este capítulo son de nivel 2.0. Los productos de inversión de fotometría solar disponibles para los días 3 y 4 de junio sólo muestran la distribución de tamaños y el radio efectivo de los modos fino y grueso del aerosol

existente en la columna atmosférica explorada, no hallándose estimaciones del índice de refracción.

Por otra parte, la clasificación de los modos identificados está basada en la clasificación realizada por AERONET, que distingue como modo grueso aquél que exhibe un radio superior a $0,5\ \mu\text{m}$ y como modo fino aquél que tiene un radio inferior a la cifra citada.

La figura 8.10 expone las distribuciones de tamaños inferidas, así como la tabla 8.1 los radios efectivos del modo fino, grueso y de toda la distribución, durante los días 3 y 4 de junio, en los periodos previos y posteriores a la exploración lidar que identificó el crecimiento higroscópico. Las distribuciones de tamaño estimadas por AERONET presentan un carácter trimodal para las observaciones comprendidas desde las 16:20h del 3 de junio hasta las 7:39h del 4 de junio. Dichas distribuciones están compuestas por un primer modo hallado en torno a $0,15\ \mu\text{m}$ de radio, tamaño característico del material particulado del modo de acumulación. Asimismo, se advierte dos modos de partículas gruesas, uno de ellos establecido aproximadamente en el rango $4\text{-}5\ \mu\text{m}$ de radio y otro en torno a $1\ \mu\text{m}$ de radio.

La evolución temporal de la distribución de tamaños entre las 16:20h del 3 de junio y las 7:39h del 4 de junio muestra una disminución de volumen en el modo de acumulación, un ligero incremento de volumen en el modo grueso, hallado en torno a $5\ \mu\text{m}$, y un modo localizado en torno a $1\ \mu\text{m}$ que se mantiene relativamente constante. La estimación del radio efectivo elaborada por AERONET a partir de las observaciones de fotometría solar revelan un incremento de su valor total para toda la distribución en el periodo anteriormente citado. El incremento del radio efectivo total de la distribución de aerosoles (evoluciona de 0.245 a $0.31\ \mu\text{m}$) viene determinado por un incremento del radio efectivo del modo fino y el modo grueso. Se sugiere que si el crecimiento higroscópico observado mediante el equipo lidar tuviese alguna influencia en el incremento del radio efectivo total del aerosol registrado por el fotómetro solar, lo más plausible sería que dicha influencia fuese ejercida sobre el modo fino debido a la dependencia entre el radio del centro dispersor y la longitud de onda en el proceso de dispersión (la curva higroscópica y su factor de realce son descritas por el sistema lidar en la longitud de onda de $532\ \text{nm}$), no pudiendo justificarse el incremento en tamaño del modo grueso basándose únicamente en las observaciones de la técnica lidar. Además, hay que tener en cuenta que las medidas efectuadas por el fotómetro solar son difíciles de interpretar pues ninguna de ellas comparte el mismo espacio temporal que la medición efectuada por el equipo lidar.

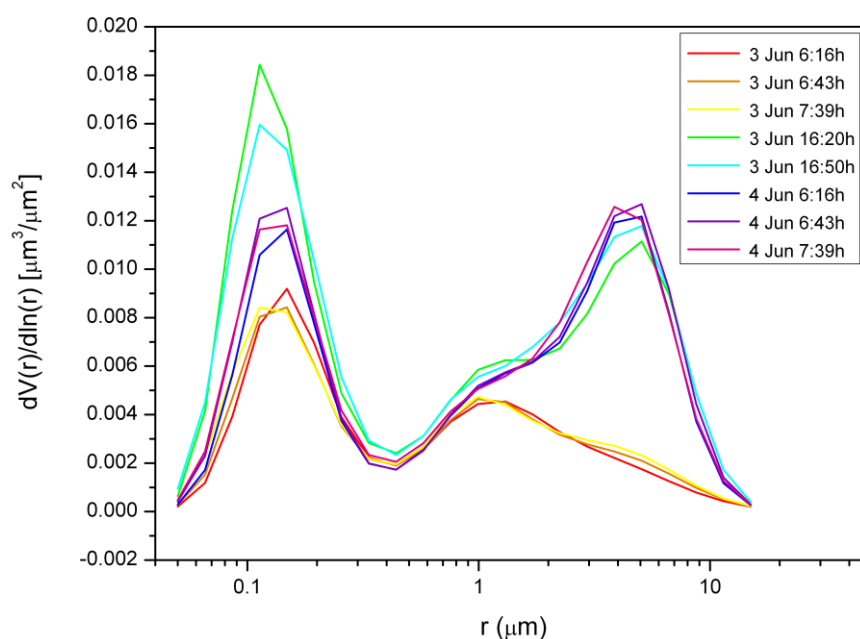


Figura 8.10. Distribución de tamaños observada por el fotómetro solar de la AEMET los días 3 y 4 de junio de 2013.

Tiempo de la medición	Radio efectivo total (μm)	Radio efectivo modo fino (μm)	Radio efectivo modo grueso (μm)
03/06/2013 6:16h UTC	0.244	0.141	1.289
03/06/2013 6:43h UTC	0.24	0.135	1.319
03/06/2013 7:39h UTC	0.228	0.129	1.33
03/06/2013 16:20h UTC	0.245	0.123	1.925
03/06/2013 16:50h UTC	0.257	0.124	1.972
04/06/2013 6:16h UTC	0.33	0.133	2.037
04/06/2013 6:43h UTC	0.311	0.129	2.086
04/06/2013 7:39h UTC	0.31	0.129	2.019

Tabla 8.1. Estimación del radio efectivo del modo fino, modo grueso y de toda la distribución (total) de tamaños observada por el fotómetro solar de la AEMET los días 3 y 4 de junio de 2013.

Concluyendo, se propone que a lo largo del periodo estudiado se produjo un crecimiento del tamaño de las partículas, que probablemente fue debido al crecimiento higroscópico experimentado por el aerosol de naturaleza marina transportado desde el Océano Atlántico.

8.1.2.- 20 de junio de 2013

El evento identificado el 20 de junio de 2013 mostró indicios de crecimiento higroscópico experimentado por el aerosol localizado en el estrato atmosférico entre los 1470 y 2220 m sobre el nivel de superficie terrestre. Según la representación ofrecida en la figura 8.11, se observa un incremento de la señal corregida en rango (532 nm) a 2000 m de altura y es probable que este incremento haya sido causado por un proceso de crecimiento del tamaño de los aerosoles por higroscopicidad.

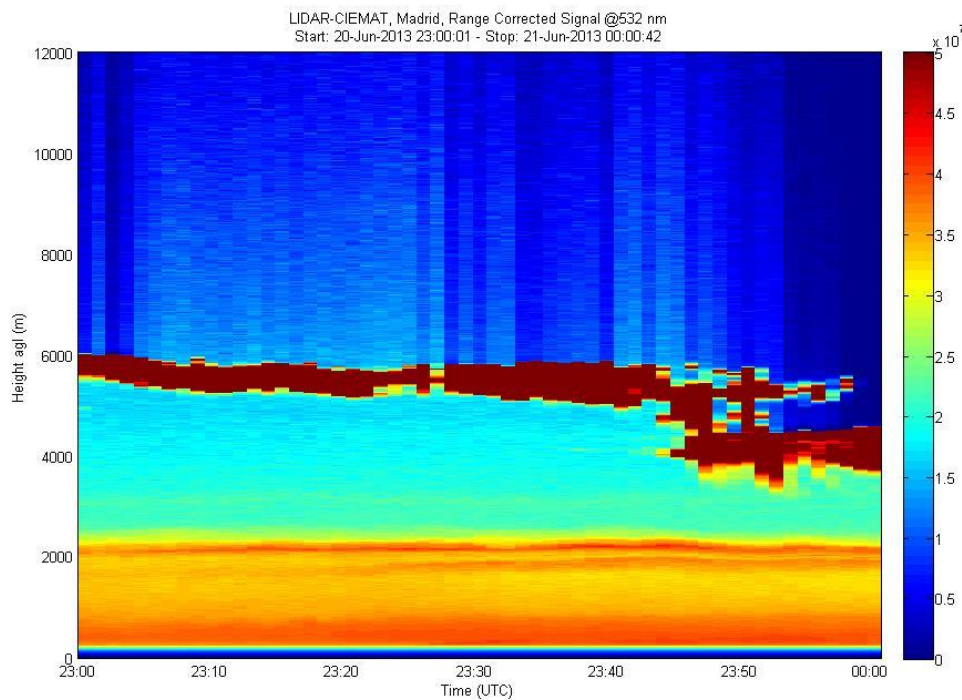


Figura 8.11. Representación (Quicklook) de la señal corregida en rango del canal 532 nm el día 20 de junio de 2013 en el periodo establecido entre las 22h - 00h UTC.

En la figura 8.12, que representa los perfiles en altura de la temperatura potencial virtual y de la razón de mezcla, el estrato atmosférico evaluado (1470-2220 m) presenta un buen grado de mezcla dado el comportamiento constante de ambas variables en la dimensión vertical. Debido a que las condiciones atmosféricas requeridas por la metodología previamente expuesta son cumplidas, las características higroscópicas de este evento son analizadas.

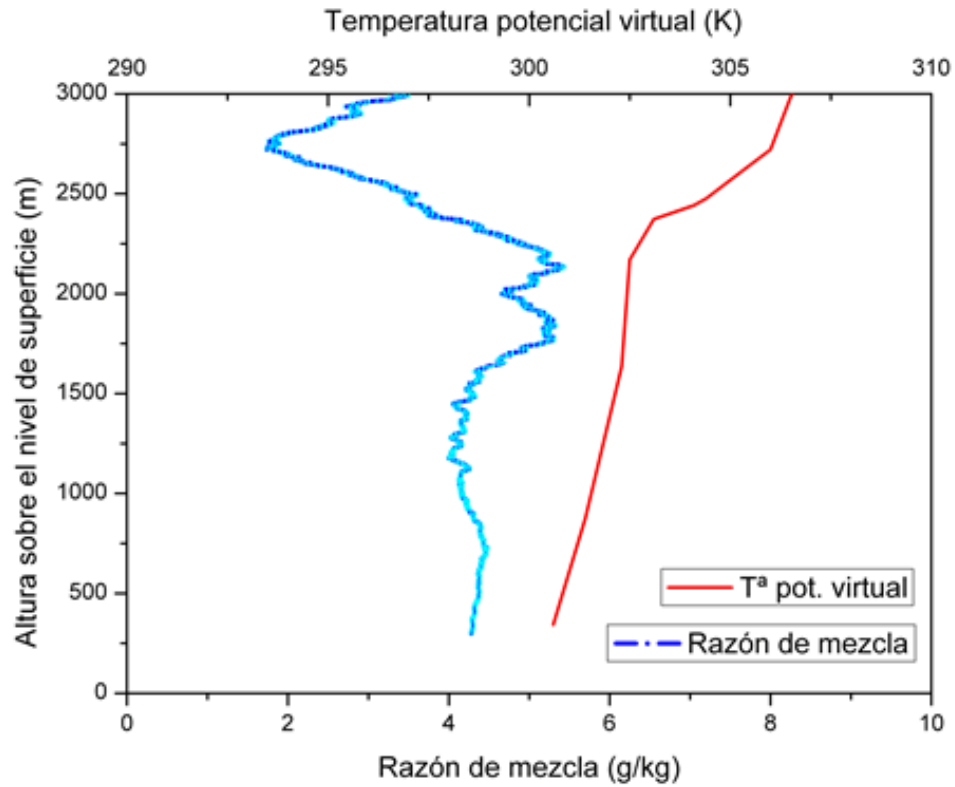


Figura 8.12. Perfiles verticales de la razón de mezcla (azul oscuro) y su error (azul-cyan), y de la temperatura potencial virtual (rojo) obtenidos respectivamente por el lidar el 20 de junio de 2013 entre las 23:15-23:30h UTC y por el radiosondeo el 21 de junio de 2013 a las 00h UTC.

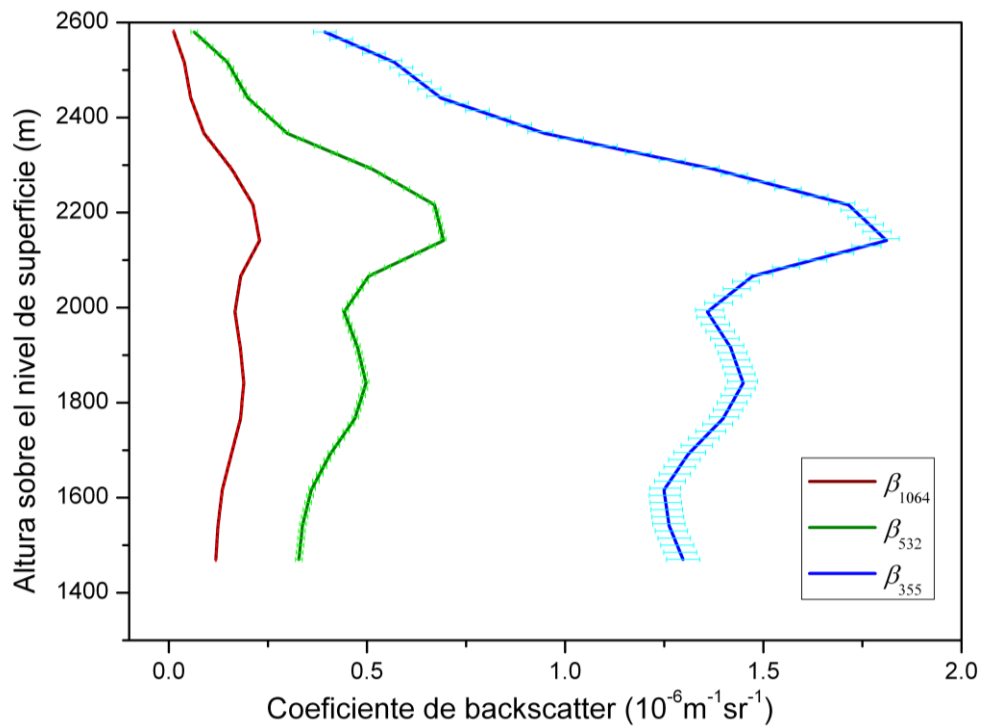


Figura 8.13. Perfiles verticales del coeficiente de backscatter en las longitudes de onda de 355, 532 y 1064 nm de la exploración lidar efectuada entre las 23:15 - 23:30h UTC del día 20 de junio de 2013.

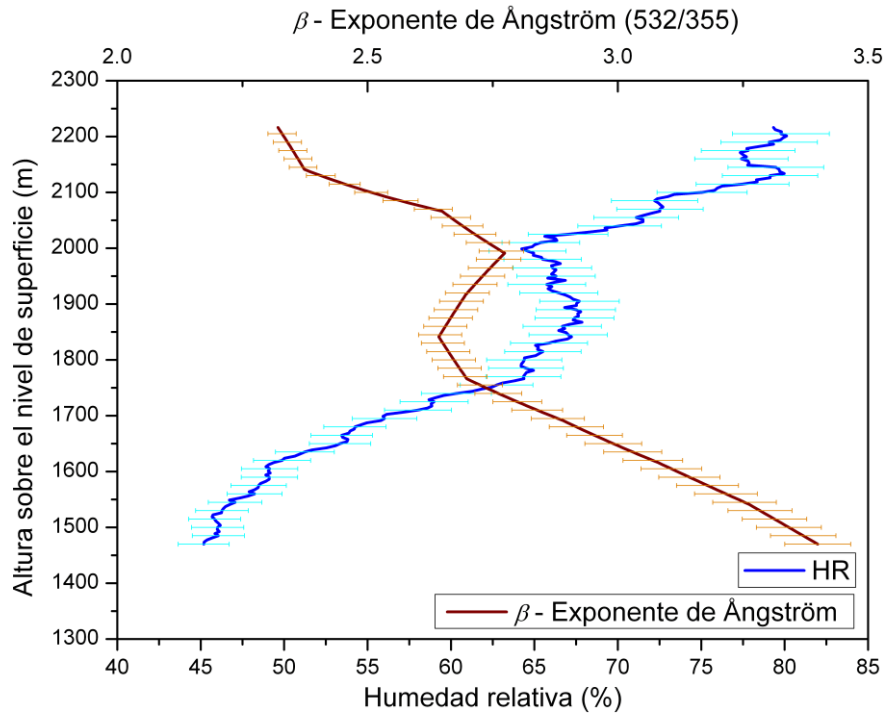


Figura 8.14. Perfil vertical la humedad relativa y el β -exponente de Ångström (532/355 nm) por el lidar el 20 de junio de 2013 entre las 23:15-23:30h UTC.

La humedad relativa registrada por las observaciones de tipo lidar presentó un valor del 45% a 1470 m sns. En dicho nivel de altitud, la estimación del β -exponente de Ångström para el par de longitudes de onda de 532 y 355 nm fue de aproximadamente 3.4, hallándose un coeficiente de backscatter de $3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ en la longitud de onda de 532 nm. La humedad relativa fue incrementándose paulatinamente desde este punto de la atmósfera hasta alcanzar el valor del 80% a los 2220 m de altitud. Del mismo modo, el coeficiente de backscatter (532 nm) también se vio incrementado a lo largo de dicho estrato atmosférico, registrándose un valor de $7 \cdot 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ a 2220 m de altura. Como consecuencia, el β -exponente de Ångström evidenció una reducción significativa de su valor, cuantificándose dicha variable en 2.3 a 2220 m de altura. Asimismo, el β -exponente de Ångström mostró un comportamiento claramente anti-correlacionado respecto a la distribución vertical de la humedad relativa, observándose que su valor no sólo disminuía cuando la humedad relativa aumentaba, sino que también su valor crecía cuando la humedad relativa era reducida. Esta observación que se aprecia perfectamente en la figura 8.14, indica la fuerte dependencia en este caso del β -exponente de Ångström y por tanto del tamaño del aerosol respecto de la humedad relativa hallada en la atmósfera.

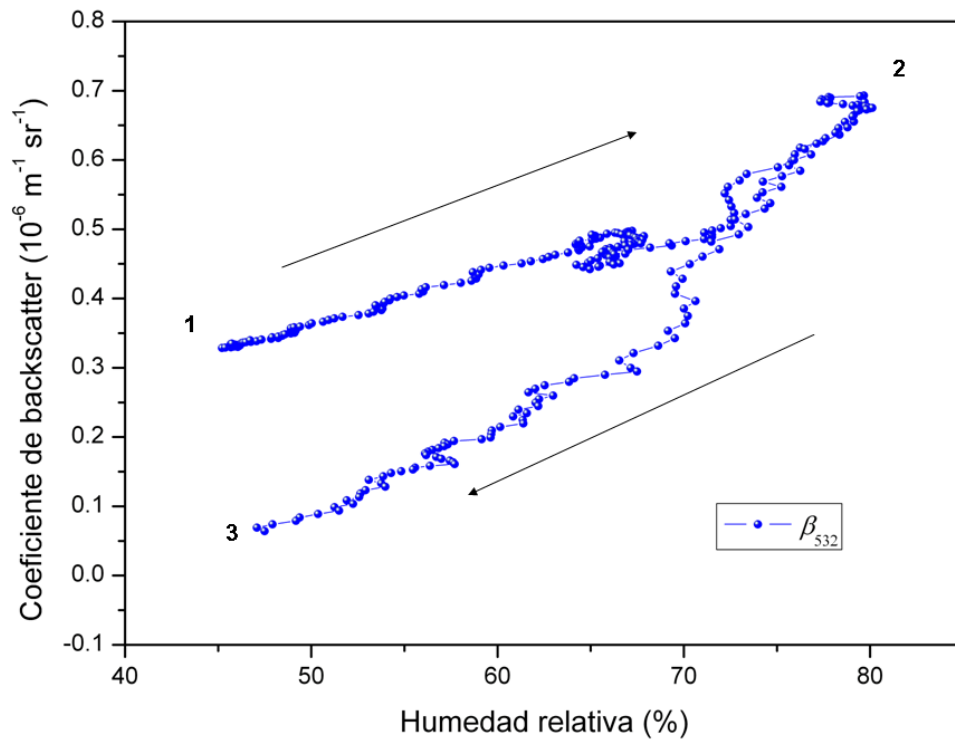
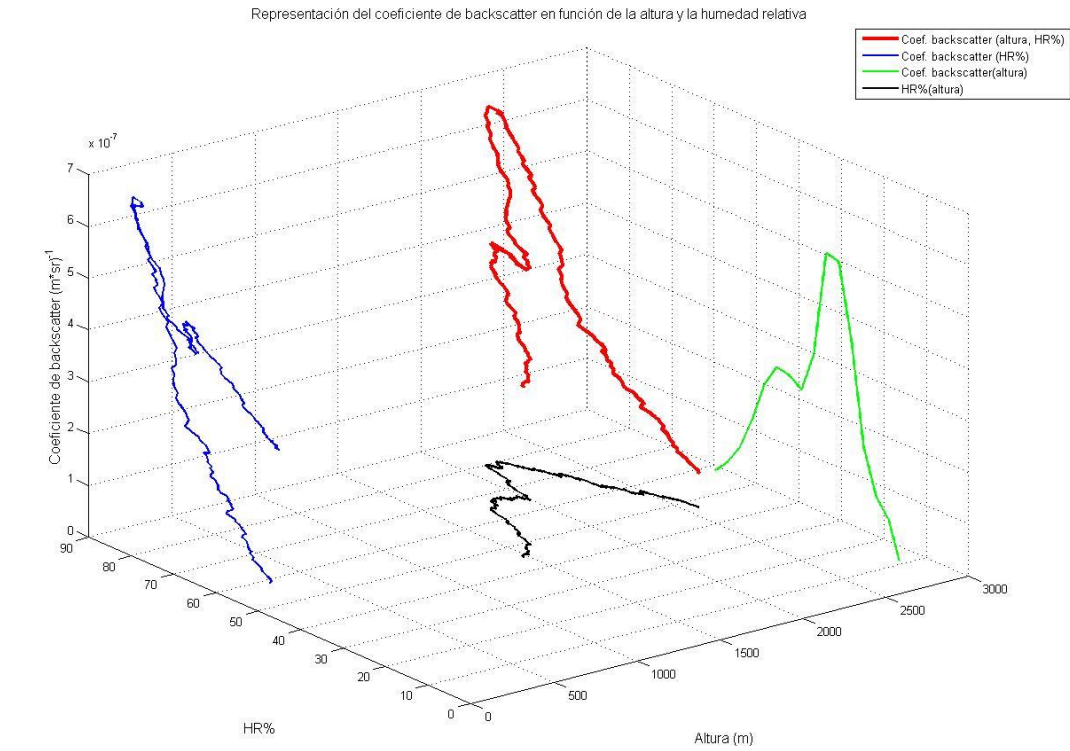


Figura 8.15. Representación del coeficiente de backscatter en función de la altura y la humedad relativa (panel superior). Representación del coeficiente de backscatter (532 nm) en función de la humedad relativa observado a lo largo del estrato atmosférico comprendido entre 1470 y 2580 m de altura (puntos 1 y 3 respectivamente). El punto 2 hace referencia a la altura 2220 m en la se produce el cambio en el comportamiento del coeficiente de backscatter,

observándose que por debajo de dicha cota el coeficiente de backscatter aumenta conforme la humedad relativa se incrementa y por encima de 2220 m el coeficiente de backscatter disminuye según la humedad relativa es reducida (panel inferior).

La figura 8.15 ilustra el comportamiento del coeficiente de backscatter (532 nm) respecto de la humedad relativa. En la curva se identifican dos partes. La primera corresponde al incremento experimentado por el coeficiente de backscatter cuando la humedad relativa aumenta entre los puntos de la atmósfera 1 y 2 (altitudes de 1470 m y 2220 m respectivamente). Igualmente, la segunda parte de la curva reproduce la evolución del coeficiente de backscatter entre los puntos 2 y 3 (niveles de altitud 2220 m y 2580 m), identificándose que la disminución del coeficiente de backscatter está acompañada de una reducción de la humedad relativa existente en la atmósfera. De esta forma, si consideramos que las variaciones experimentadas en el coeficiente de backscatter entre los puntos atmosféricos 1 y 3 son debidos únicamente a la fluctuación de la humedad relativa, la curva hallada entre los puntos 1 y 2 es representativa de un crecimiento higroscópico, y la curva entre los puntos 2 y 3 correspondería a la pérdida de tamaño del aerosol experimentada como consecuencia de la pérdida de agua contenida en el aerosol.

Por otra parte, el análisis del coeficiente de backscatter (532 nm) en el rango de humedad relativa 70-80% revela que la curva que muestra la evolución de dicho coeficiente entre los puntos 1 y 2 es prácticamente equivalente al trazo descrito por el coeficiente de backscatter entre los puntos 2 y 3. Este hecho sugiere que las fluctuaciones observadas en el backscattering sean atribuibles al aumento y disminución del tamaño del aerosol por higroscopía y que además, la caracterización higroscópica es fiable pues crecimiento y decrecimiento higroscópico reproducen el mismo patrón. Por el contrario, los datos experimentales comprendidos entre los puntos 2 y 3 presentan un escalón significativo a partir de valores inferiores de humedad relativa del 70%, indicándose una discrepancia significativa entre las dos curvas a partir de dicho punto. Esta observación podría ser un indicio del fenómeno de eflorescencia, fenómeno por el cual la disolución acuosa se mantendría en un estado sobresaturado hasta que se produjera la cristalización, punto en el que se produciría una reducción repentina significativa de su tamaño y por ende de su coeficiente de backscatter en un intervalo de humedad relativa relativamente pequeño. No obstante, debe mencionarse que a partir de 2220 m de altura sobre el nivel de superficie, las condiciones de buen grado de mezcla sugeridas por Veselovskii et al. (2009) para estudiar tales fenómenos higroscópicos dejan de cumplirse, identificándose en la figura 8.12 que la razón de mezcla disminuye drásticamente según la altura aumenta a partir de 2220 m de altitud. Ello no permite evaluar de forma fiable la caracterización higroscópica en el estrato atmosférico situado por encima de 2220 m de altitud, de hecho, las ecuaciones paramétricas inferidas que describen posteriormente el comportamiento higroscópico del aerosol son obtenidas a partir del conjunto de datos experimentales registrados en el estrato atmosférico establecido en el rango de alturas de 1470-

2220 m (que a su vez corresponde con la región atmosférica en la que se produce la captación de agua por el aerosol, y por tanto de crecimiento del aerosol). Las conclusiones que se puedan alcanzar acerca del comportamiento higroscópico en el estrato atmosférico explorado entre 2220-2580 m no son inequívocas.

De este modo, las ecuaciones paramétricas que caracterizan el crecimiento higroscópico son empleadas únicamente en el tramo comprendido entre 1470-2220 m de altitud (puntos 1 y 2 de la figura 8.15). A continuación, se ilustra el factor de realce inferido para el coeficiente de backscatter (532 nm) utilizando como referencia o nivel de normalización la humedad relativa de 60 %. En este caso de estudio, el ajuste al modelo parametrizado es razonablemente bueno pues el factor r^2 es aproximadamente 0.92, sin embargo el parámetro higroscópico $\gamma = 0.62$ es el más bajo de los tres eventos identificados en la estación lidar de Madrid-CIEMAT, lo que indica un menor crecimiento higroscópico observado. El factor de realce al 80% de humedad relativa es de 1.51 considerando un coeficiente de backscatter normalizado al 60% de humedad relativa.

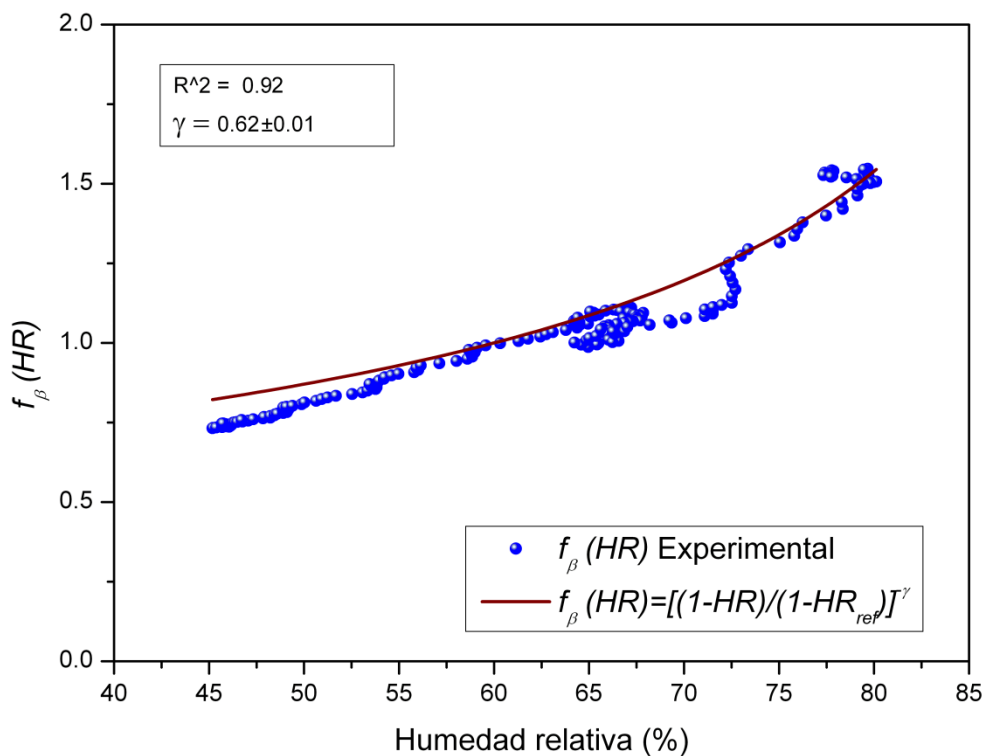


Figura 8.16. Factor de realce basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) y estimado para una humedad relativa de referencia del 60% el día 20 de junio de 2013 (23:15h -23:30hUTC).

Asimismo, la figura 8.17 pone de manifiesto que la ecuación paramétrica empleada por Tardiff (2002) e Im et al. (2001) se ajusta significativamente mejor ($r^2 = 0.97$) que el modelo utilizado por Veselovskii (2009) a los datos experimentales. En este ajuste realizado y al igual que hacen Tardiff (2002) e Im et al. (2001) el factor de realce está normalizado al 70% de humedad relativa.

Igualmente, el parámetro $b = 0.72$ es el de menor carácter higroscópico comparado con el resto de los eventos estudiados por la estación lidar de Madrid.

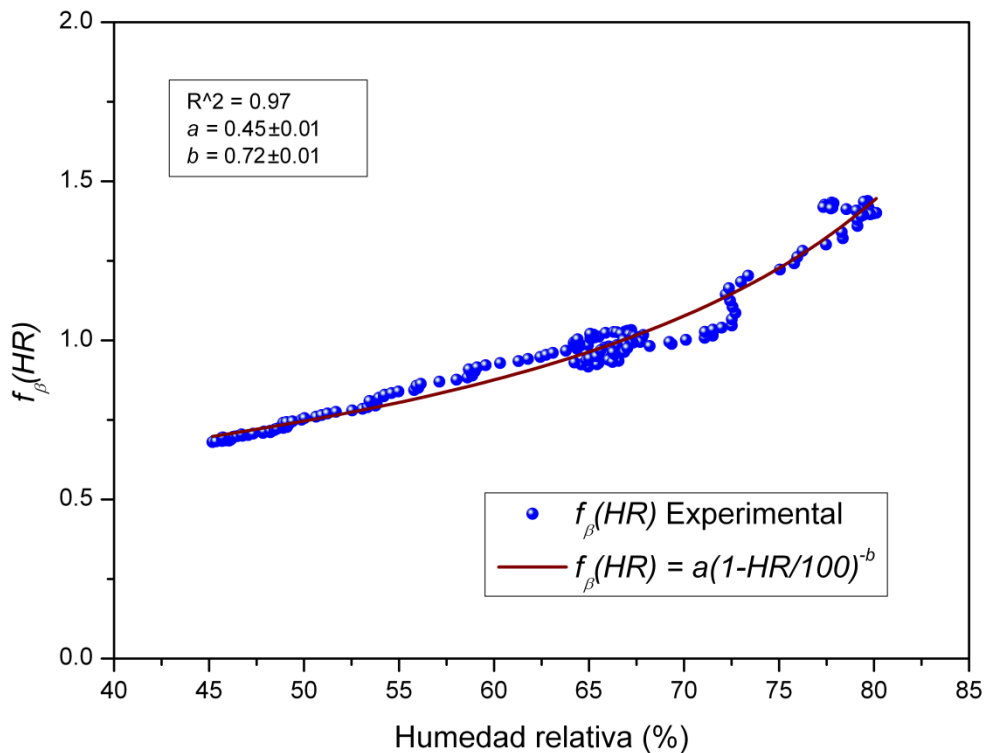


Figura 8.17. Factor de realce basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) y estimado para una humedad relativa de referencia del 70% el día 20 de junio de 2013 (23:15h -23:30hUTC).

A partir de las retrotrayectorias (96 horas) proporcionadas por el modelo HYSPLIT y del análisis de la situación sinóptica facilitada por el organismo MetOffice para el periodo nocturno comprendido entre los días 20 y 21 de junio, el aerosol atmosférico explorado por la estación lidar de Madrid-CIEMAT en el estrato de la atmósfera situado entre 1470-2220 m sns durante el periodo 22h - 00h UTC, procede del océano atlántico, o incluso de regiones próximas a la costa canadiense. Así, la trayectoria de las masas de aire que sugiere el modelo HYSPLIT sigue un comportamiento geostrófico, puesto que el movimiento de las masas de aire descrito por el modelo HYSPLIT es prácticamente paralelo a las líneas isobáricas reflejadas en el mapa sinóptico de la figura 8.19. Las masas de aire y los aerosoles existentes en dicha atmósfera serían transportados de oeste a este desde la costa canadiense hasta la península Ibérica. El anticiclón de las Azores ocasionaría la subsidencia del aire a mitad de recorrido de la simulación de la retrotrayectoria estimada por el modelo HYSPLIT, de forma que las masas de aire descenderían de forma paulatina por la presencia del sistema de altas presiones hasta alcanzar la troposfera baja sobre la vertical de la estación lidar de Madrid-CIEMAT.

De acuerdo al análisis sinóptico y al cálculo de retrotrayectorias, el origen del aerosol queda perfectamente definido. Sin embargo, el factor de realce experimentado por el aerosol no es muy elevado o al menos es el menor de los tres casos de estudio identificados en la estación lidar de Madrid-CIEMAT. La diferencia hallada en el parámetro γ de crecimiento higroscópico respecto a los otros casos podría deberse a que el aerosol tuviese una composición química constituida no sólo por aerosol marino sino además por otros tipos de partículas con características distintas. El comportamiento reflejado por el coeficiente de backscatter (532 nm) entre los 2220-2580 m de altitud una vez que se alcanza una humedad relativa inferior al 70 % sugiere un fenómeno de eflorescencia ocasionado a un nivel de humedad relativa superior al que muestran otras sustancias de naturaleza cristalina pura. Por ejemplo, una partícula compuesta por un 66% en masa de KCl y un 34% de NaCl (Senfield and Pandis, 1998) presenta el punto de eflorescencia en torno al 64% de humedad relativa y el aerosol estudiado podría mostrar dicho punto en torno al 70%. El aumento experimentado en la humedad relativa del punto de eflorescencia observado se produce al mezclarse las sustancias cristalinas con otros compuestos de diferente naturaleza química que ocasionan que el punto de eflorescencia se alcance antes una vez que la humedad relativa de la atmósfera empieza a descender. Los indicios comentados podrían apuntar a una posible presencia de aerosol marino mezclado con aerosol de origen continental. No obstante, tal y como se ha comentado antes, las conclusiones relativas al fenómeno de eflorescencia no son completamente fiables pues el grado de mezcla del estrato atmosférico comprendido entre 2220-2580 m no es adecuado.

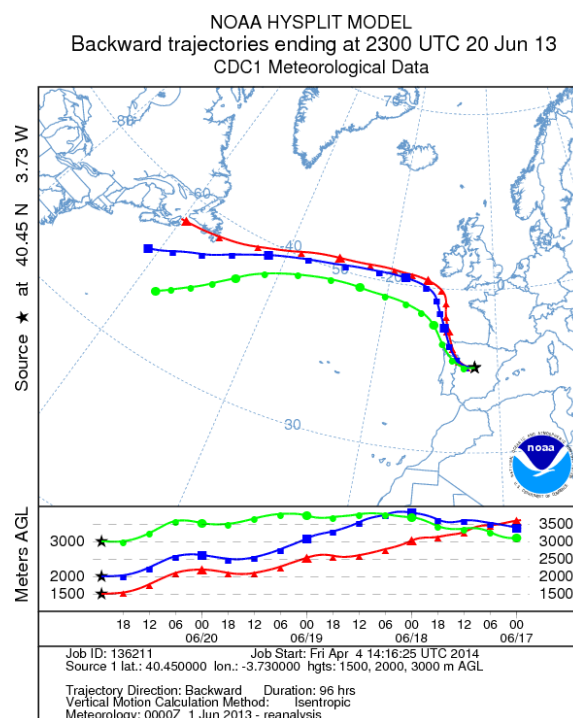


Figura 8.18. Análisis de retro-trayectorias de 96 horas estimadas por el modelo HYSPLIT para el día 20 de junio de 2013 a las 23h UTC.

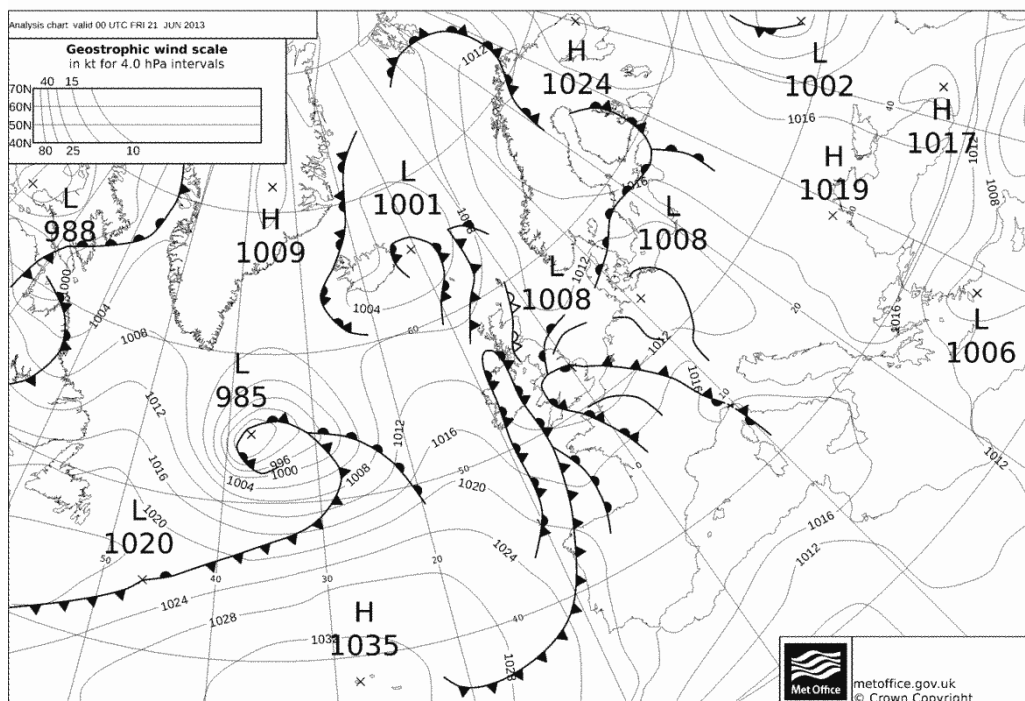


Figura 8.19. Situación sinóptica estimada por el organismo Metoffice el día 21 de junio de 2013 a las 00h UTC.

Respecto a las distribuciones de tamaño del aerosol que ofrecen las exploraciones de fotometría solar a lo largo de toda la columna atmosférica examinada, en la figura 8.20 se presentan las dos únicas estimaciones facilitadas por AERONET basadas en los datos obtenidos por el sensor de la AEMET más próximos al evento estudiado. Al igual que en el caso anterior, el nivel de calidad de los datos es 2.0. Las distribuciones de tamaño facilitadas corresponden al día 21 de junio a las 6:43h y 7:39h de forma que no se puede prever una evolución de dichas distribuciones durante el periodo nocturno (en el que se efectúa la medición lidar) puesto que no existen observaciones de fotometría solar del día previo. Considerando que no se producen variaciones significativas en la distribución de tamaños a lo largo de la noche, las características encontradas en dicha distribución refleja la existencia de nuevo de un sistema trimodal muy semejante al caso hallado previamente. Así, las modas de los modos acumulación y grueso (2) se sitúan respectivamente en torno a $0.1\text{-}0.2\text{ }\mu\text{m}$, $1\text{-}2\text{ }\mu\text{m}$ y $4\text{ }\mu\text{m}$. Respecto a la clasificación que realiza AERONET, las estimaciones del radio efectivo del modo fino y el grueso se hallan respectivamente en torno a $0.132\text{-}0.135\text{ }\mu\text{m}$ y $1.80\text{-}1.93\text{ }\mu\text{m}$ respectivamente, con un radio efectivo total establecido en $0.34\text{-}0.37\text{ }\mu\text{m}$ para el periodo comprendido entre las 6:43 y 7:39h UTC. Por el contrario, la concentración en volumen de las distribuciones de tamaño de los aerosoles observados muestra un valor significativamente inferior cuando se compara con el día 3 de junio de 2013.

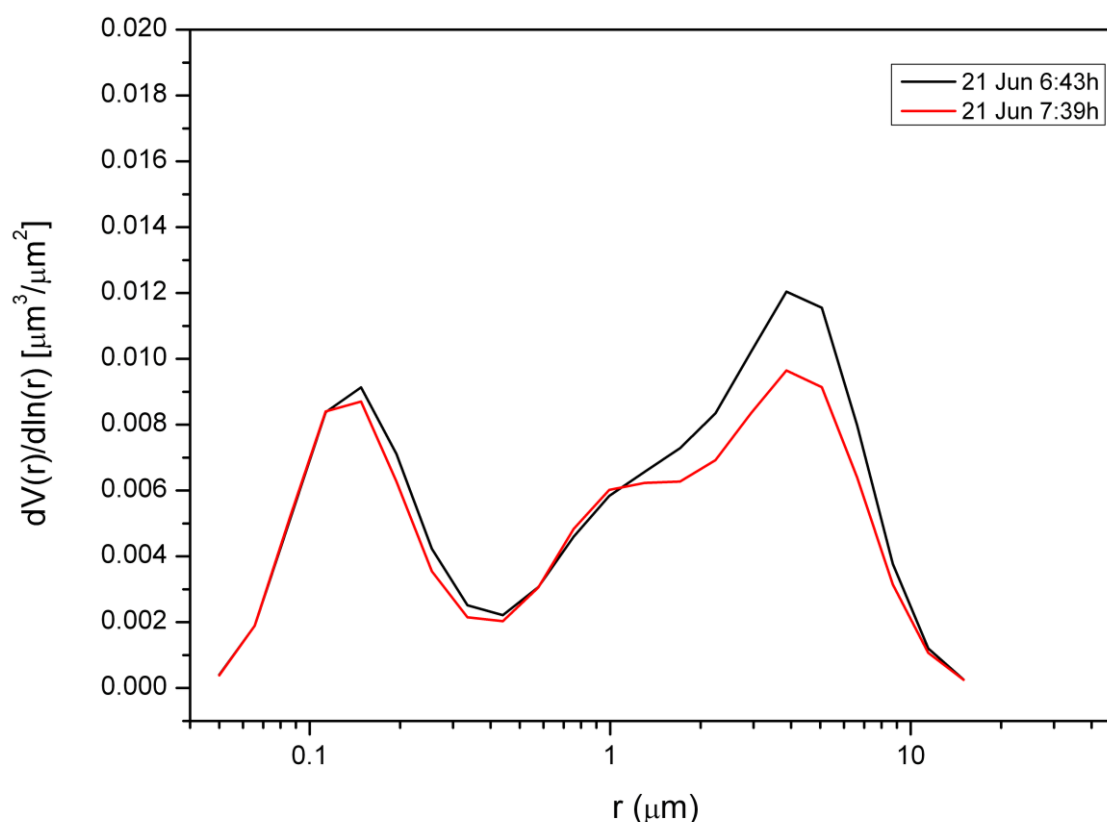


Figura 8.20. Distribución de tamaños observada por el fotómetro solar de la AEMET el día 21 de junio de 2013.

Tiempo de la medición	Radio efectivo total (μm)	Radio efectivo modo fino (μm)	Radio efectivo modo grueso (μm)
21/06/2013 6:43h UTC	0.365	0.135	1.928
21/06/2013 7:39h UTC	0.338	0.132	1.799

Tabla 8.2. Estimación del radio efectivo del modo fino, modo grueso y de toda la distribución (total) de tamaños observada por el fotómetro solar de la AEMET el día 21 de junio de 2013.

8.1.3.- 24 de septiembre de 2012

El primer evento de crecimiento higroscópico identificado por la estación lidar de Madrid-CIEMAT fue observado el día 24 de septiembre de 2012 durante el periodo nocturno que abarca desde las 21 h hasta las 23 h UTC, tal y como muestra la señal corregida en rango en la figura 8.21. El periodo considerado para la medida del coeficiente de backscatter (532 nm), así como la razón de mezcla a partir de la exploración lidar comprende 15 minutos del intervalo temporal establecido entre las 22:30 y 22:45 h UTC. La elección de dicho lapso de tiempo responde a elegir una región temporal suficientemente representativa del fenómeno higroscópico pero que a la vez muestre una extinción de la señal no muy elevada y que permita el estudio de diferentes propiedades ópticas para caracterizar el crecimiento higroscópico del aerosol. Como

se puede observar, en el periodo comprendido entre las 21h y 22h se produce una extinción excesiva de la señal debido a la presencia de nubes en la cima de la CRN que impide una inversión adecuada de la señal. De nuevo, la evolución vertical de las temperatura potencial virtual y de la razón de mezcla son presentadas para justificar que el estrato atmosférico objeto de estudio no exhibe fluctuaciones significativas en la dimensión vertical y que por tanto la región atmosférica de interés tiene un buen grado de mezcla.

La figura 8.24 refleja el comportamiento del coeficiente de backscatter en función de la humedad relativa de la atmósfera según se asciende en altura (indicado mediante flechas). El estrato atmosférico representado comprende desde los 570 m hasta los 1860 m sns, indicándose los puntos 1, 2, 3 y 4 que simbolizan los niveles de la atmósfera localizados a 570 m, 1668 m, 1762 m y 1860 m de altitud respectivamente. De acuerdo al criterio establecido por Veselovskii et al. (2009) sólo la capa atmosférica que abarca desde 570 hasta 1750 m aproximadamente debiera ser analizada para caracterizar el fenómeno higroscópico experimentado por el aerosol pues en altitudes superiores no se produce un buen grado de mezcla de la atmósfera.

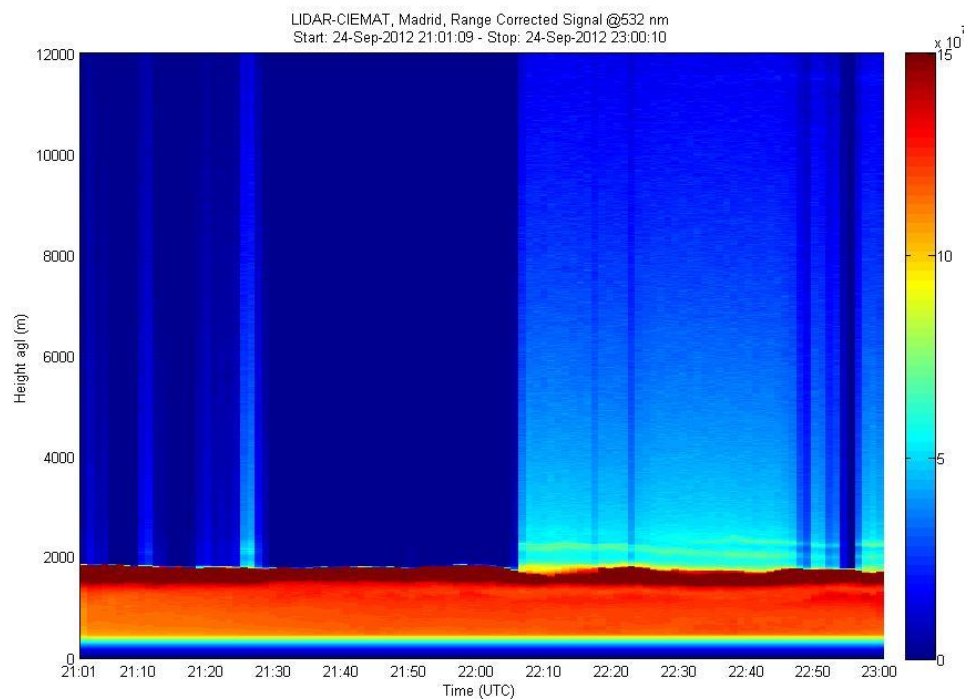


Figura 8.21. Representación de la señal corregida en rango del canal 532 nm (Quicklook) el día 24 de septiembre de 2012 en el periodo establecido entre las 21h - 23h UTC.

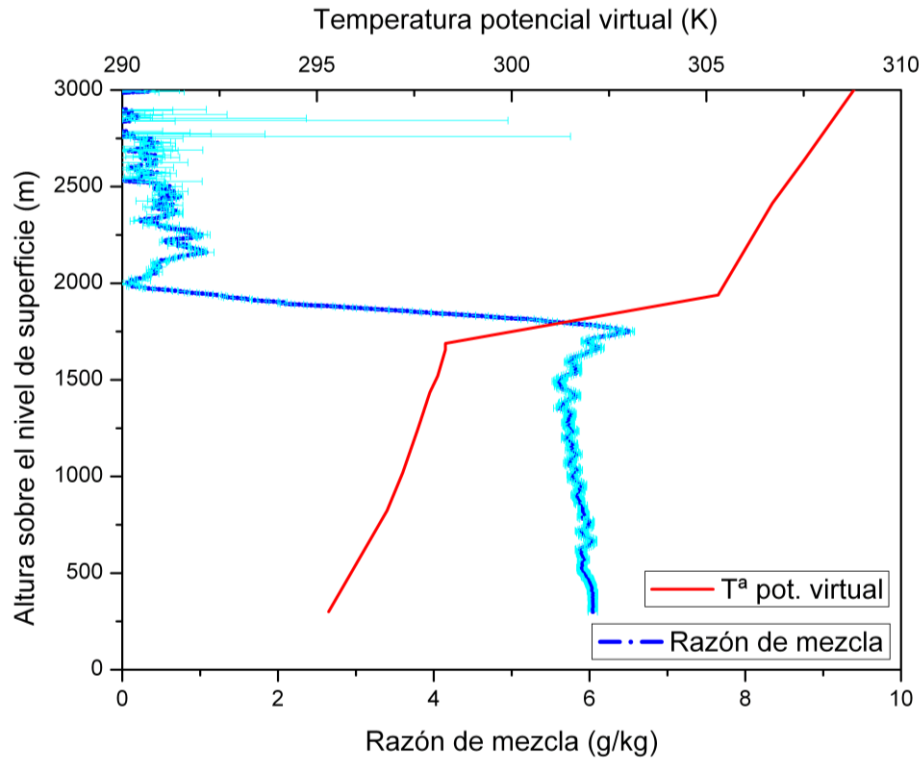


Figura 8.22. Perfiles verticales de la razón de mezcla (azul oscuro) y su error (azul-cyan), y de la temperatura potencial virtual (rojo) obtenidos respectivamente por el lidar el 24 de septiembre de 2012 entre las 22:30-22:45h UTC y por el radiosondeo el 25 de septiembre de 2012 a las 00h UTC.

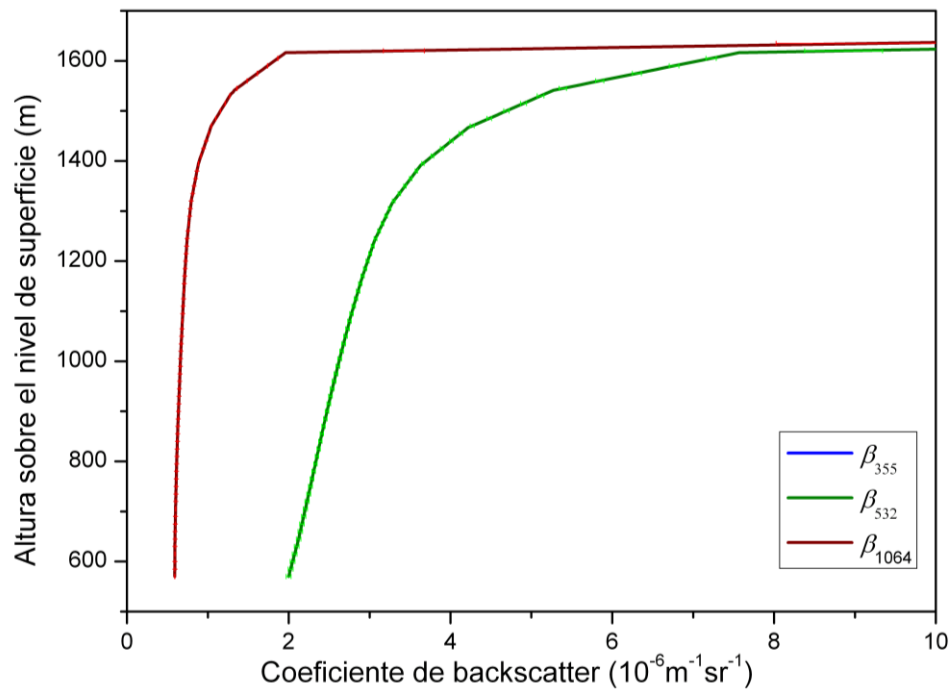


Figura 8.23. Perfiles verticales del coeficiente de backscatter en las longitudes de onda de 532 y 1064 nm de la exploración lidar efectuada entre las 22:30 - 22:45h UTC del día 24 de septiembre de 2012.

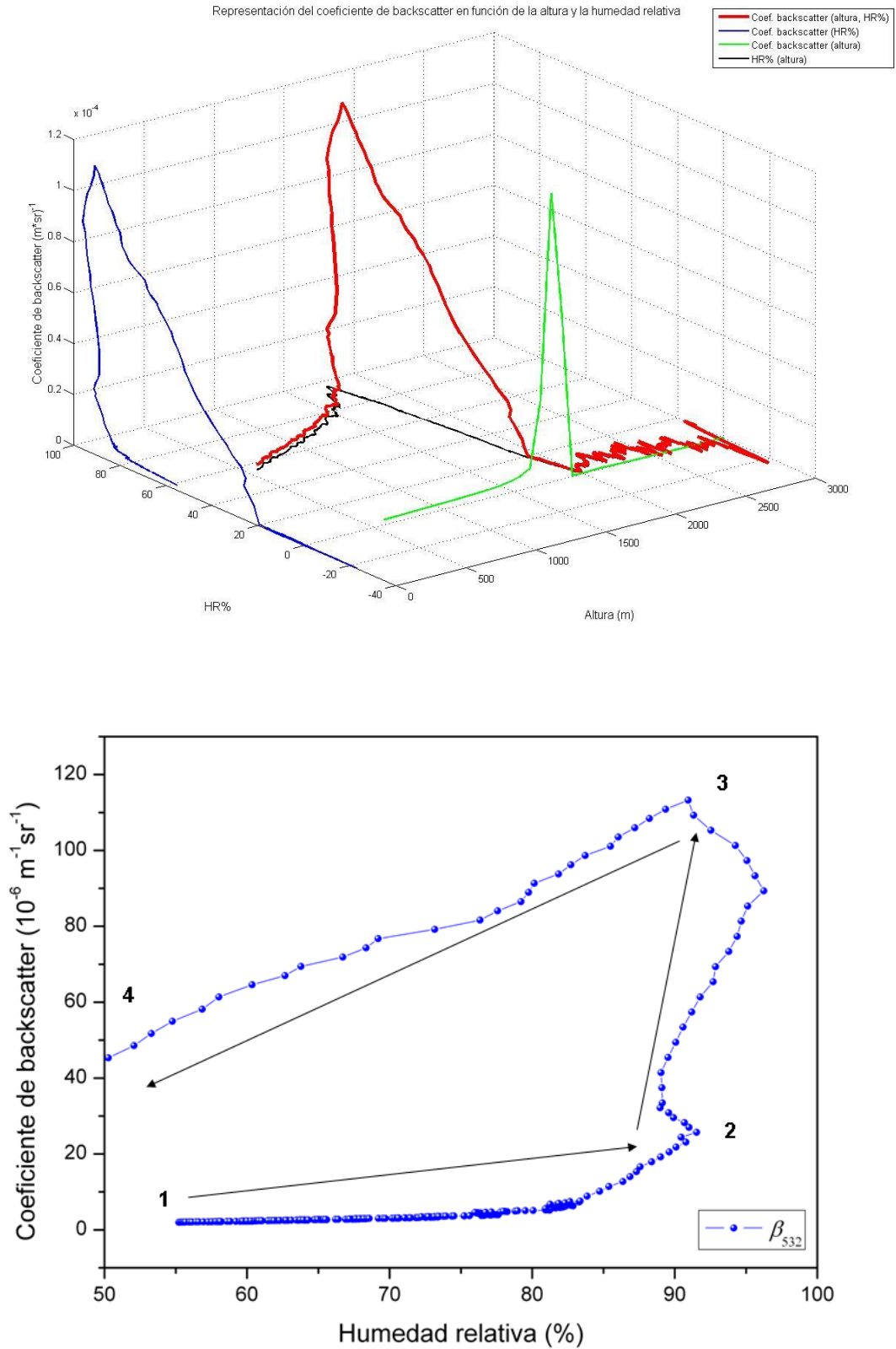


Figura 8.24. Representación del coeficiente de backscatter (532 nm) en función de la altura y la humedad relativa (panel superior). Representación del coeficiente de backscatter (532 nm) en función de la humedad relativa observado en altura a lo largo del estrato atmosférico comprendido entre 570 y 1860 m de altura (puntos 1 y 4 respectivamente). El punto 2 hace referencia a la altura 1668 m y el indicador 3 simboliza el nivel atmosférico de 1762 m (panel inferior).

De esta forma, el estrato atmosférico comprendido entre 570 y 1668 m (puntos 1 y 2) de altitud manifiesta un aumento gradual del coeficiente de backscatter conforme la humedad relativa se incrementa, adquiriendo un comportamiento exponencial a partir del nivel de humedad de 85%. Esta capa atmosférica (comprendida entre los puntos 1 y 2) es la que se ha empleado para caracterizar el factor de realce del aerosol, descartándose la región de la atmósfera contenida entre los niveles de altura 1668 y 1762 m (puntos 2 y 3). El motivo por el que se prescinde de la exploración en dicha capa atmosférica se debe a que los procesos de dispersión múltiple ocasionados por la condensación del vapor de agua sobre los núcleos de condensación sesgan la caracterización óptica del aerosol por una sobreestimación del coeficiente de backscatter. Se llega incluso a observar que cuando la humedad relativa disminuye el coeficiente de backscatter sigue aumentando y además de forma significativa. Por esta razón, la caracterización de las propiedades ópticas del aerosol mediante la técnica lidar es algo compleja cuando la humedad relativa está próxima al 100%. En cualquier caso, la región troposférica seleccionada para su estudio abarca un rango de humedad relativa muy amplio que va desde el 55% hasta el 91%, que es a su vez perfectamente válido para detallar la caracterización higroscópica del aerosol.

En relación a la figura 8.23, que representa la distribución vertical de los coeficientes de backscatter, debe mencionarse que la inversión en la longitud de onda de 355 nm no pudo llevarse a cabo correctamente y por ello no es representada. Asimismo, ello imposibilita la estimación del β -exponente de Ångström, lo que no permite evaluar las variaciones relativas del tamaño del aerosol como consecuencia de la humedad.

A continuación, se expone el factor de realce basado en el coeficiente de backscatter y normalizado en un nivel de referencia de humedad del 60% según la ecuación paramétrica (Veselovski et al. (2009) y Granados-Muñoz (2014)) ofrecida en la figura 8.25. El parámetro higroscópico $\gamma = 1.56$ es el mayor de los tres casos de estudio, mostrándose por tanto como el de mayor carácter higroscópico. Al igual que sucedía en el primero de los casos, el factor de realce es significativo a partir del 80-85% de humedad relativa dado su comportamiento exponencial y además a partir del 85% los datos experimentales manifiestan un factor de realce mayor que el reproducido por el modelo. De nuevo, esta observación se atribuye a que el posible fenómeno de deliquesencia no es considerado por el modelo parametrizado y por tanto las soluciones obtenidas infra-estimen el factor de realce a partir del 85% de humedad relativa. De hecho, se observa que el ajuste que ofrece el modelo parametrizado presenta una ligera discrepancia entre los datos simulados y los datos experimentales en el rango de humedad relativa del 70-85%, donde la simulación sobre-estima el factor de realce experimental. Ello se debe a la influencia que ejercen en el ajuste los datos experimentales encontrados por encima del 85 % de humedad relativa, que obligan a "levantar" en cierto modo la curva. Aun así, el ajuste experimental

alcanzado por la ecuación paramétrica ofrece un $r^2 = 0.95$, que indica un acuerdo bastante bueno entre las observaciones experimentales efectuadas y la aproximación teórica. Se sugiere que de considerar un conjunto de datos experimentales comprendidos en un rango de humedad relativa de 55% al 85% el ajuste parametrizado lograría un r^2 superior al obtenido porque no se incluirían datos experimentales afectados por el fenómeno de deliquesencia. El factor de realce a un 85% de humedad relativa es de 4.4, considerándose un nivel de humedad de referencia del 60%.

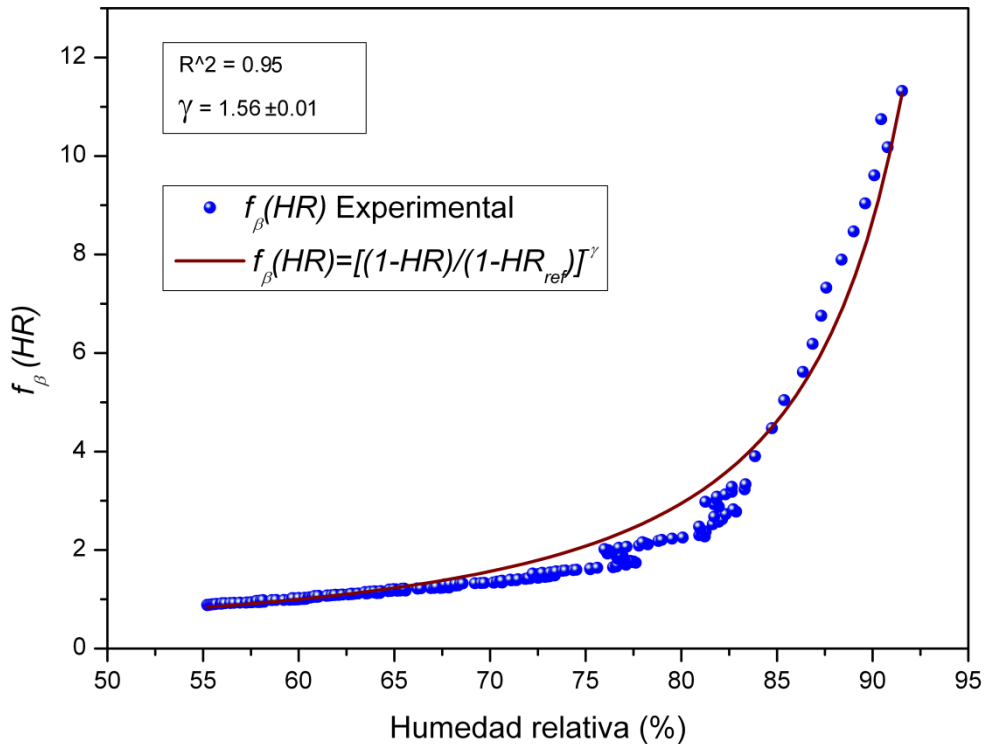


Figura 8.25. Factor de realce basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) y estimado para una humedad relativa de referencia del 60% el día 24 de septiembre de 2012 (22:30h -22:45hUTC).

La figura 8.26 que se presenta a continuación de este párrafo ofrece el factor de realce normalizado según el coeficiente de backscatter para un nivel de humedad relativa del 70% y de acuerdo a la ecuación paramétrica propuesta por Tardiff (2002) e Im et al. (2001). Los parámetros a y b son respectivamente 0.12 y 1.74, observándose que el factor b que define el comportamiento exponencial del modelo es el de mayor magnitud cuando se compara con los otros dos casos anteriores. Asimismo, se percibe que el modelo paramétrico basado en el cálculo de los coeficientes a y b siempre logra un ajuste mejor si se compara con el modelo que estima el coeficiente γ , pues los parámetros r^2 son superiores en los tres casos evaluados (esperable por otra parte al existir un grado más de libertad para realizar el ajuste).

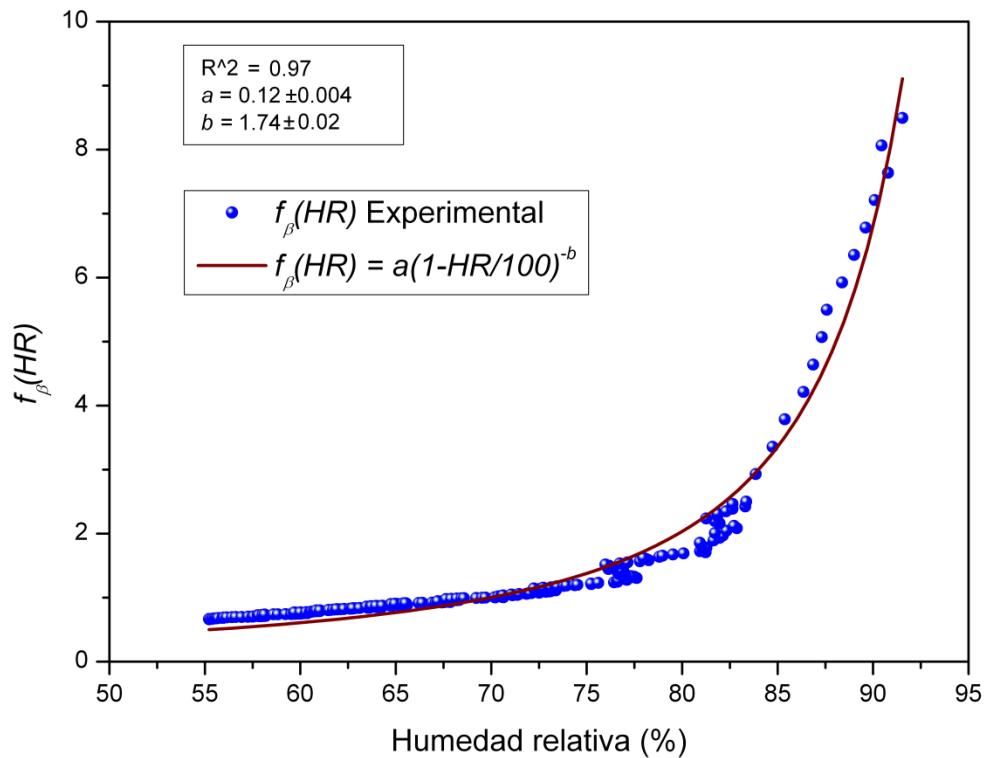


Figura 8.26. Factor de crecimiento basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) y estimado para una humedad relativa de referencia del 70% el día 24 de septiembre de 2012 (22:30h -22:45hUTC)

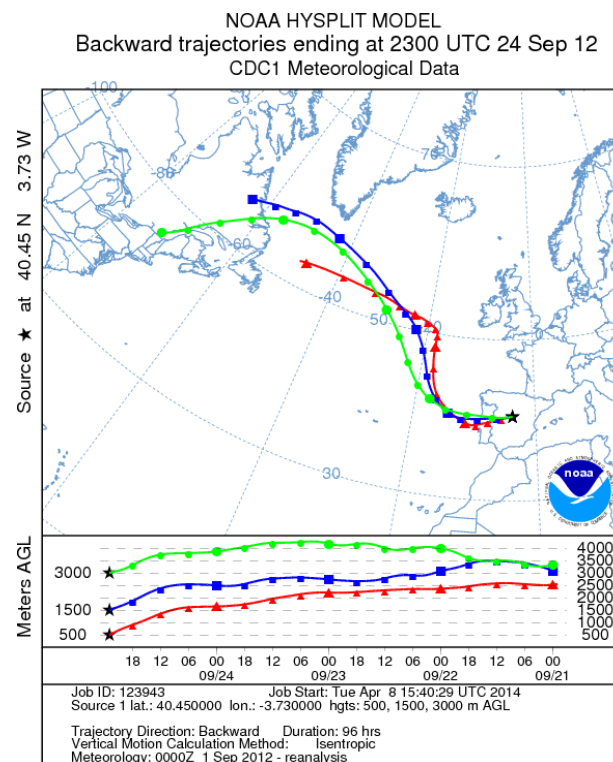


Figura 8.27. Análisis de retro-trayectorias de 96 horas estimadas por el modelo HYSPLIT para el día 24 de septiembre de 2012 a las 23h UTC.

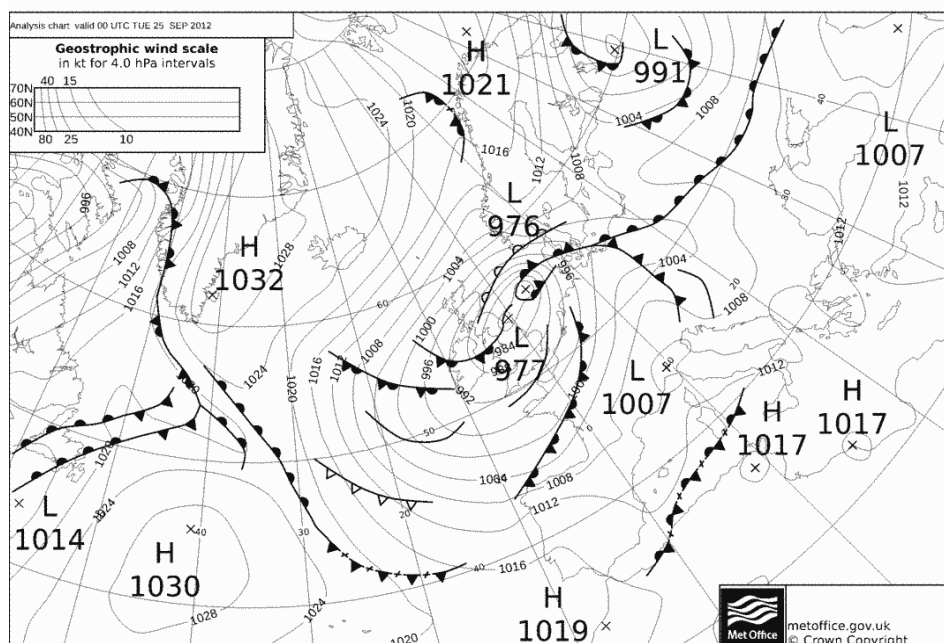


Fig 8.28. Situación sinóptica estimada por el organismo Metoffice el día 25 de septiembre de 2012 a las 00h UTC.

Respecto a las retro trayectorias de 96 horas estimadas por el modelo HYSPLIT para el día 24 de septiembre de 2012 a las 23 h UTC y el mapa sinóptico referente al día 25 de septiembre de 2012 a las 00h UTC, ambos indican la advección de masas de aire y aerosoles de origen atlántico. Igualmente, la dirección de procedencia de dichas masas de aire en los niveles de 500, 1500 y 3000 m sobre el nivel de superficie terrestre es la misma, lo que permite asumir que la composición química del aerosol es semejante en los tres estratos atmosféricos dado su origen equivalente. De nuevo, este patrón se repite a lo largo de los tres casos de estudio que manifestaron un crecimiento higroscópico del aerosol, puesto que todos ellos evidenciaron que las masas de aire llegaban a la atmósfera de Madrid procedente del Atlántico con componente sur, este o sureste.

Finalmente, las mediciones de fotometría solar ofrece la distribución de tamaños media de toda la columna atmosférica explorada. En este caso, el nivel de calidad de datos 2.0 sólo estuvo disponible para la exploración efectuada el 24 de septiembre a las 16:50h UTC. Aunque la diferencia temporal entre la medición lidar y la del fotómetro solar es significativa, se considera que la distribución de tamaños obtenida por el fotómetro solar es parcialmente representativa de las exploraciones lidar nocturnas, observándose al igual que en el resto de los casos estudiados, la aparición de tres modos: el modo de acumulación y los modos gruesos (2), situados aproximadamente en torno a 0.15, 1 y 3 μm . La observación de distribuciones tri-modales (1 en el modo fino y otros 2 en el modo grueso) podría indicar que aunque es esperable

que los aerosoles involucrados en procesos de crecimiento higroscópico estén localizados en el modo fino (puesto que la caracterización higroscópica se realiza a partir de las mediciones lidar en 532 nm), la aparición de 2 modos gruesos y en particular el modo establecido en torno a 1 μm podría también estar relacionado con el proceso de captación de agua (gran parte de las distribuciones de tamaño del aerosol inferidas por AERONET se caracterizan por presentar un único modo fino y un único modo grueso). No obstante, se requiere un mayor número de observaciones de este tipo para poder justificar tal afirmación. En cuanto a las estimaciones de radio efectivo encontrado en la distribución de tamaños de aerosol estudiado, AERONET calcula un radio efectivo total de 0.495 μm , distinguiéndose un radio efectivo de 0.167 μm para el modo fino y de 1.534 μm para el modo grueso.

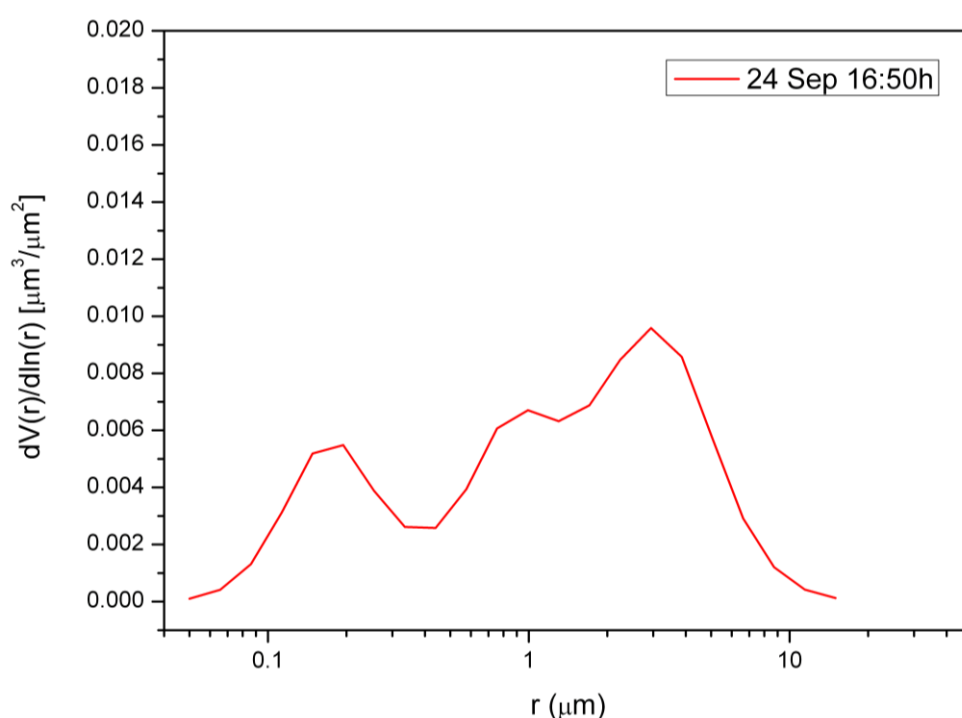


Figura 8.29. Distribución de tamaños observada por el fotómetro solar de la AEMET el día 24 de septiembre de 2012.

Tiempo de la medición	Radio efectivo total (μm)	Radio efectivo modo fino (μm)	Radio efectivo modo grueso (μm)
24/09/2012 16:50h UTC	0.495	0.167	1.534

Tabla 8.3. Estimación del radio efectivo del modo fino, modo grueso y de toda la distribución (total) de tamaños observada por el fotómetro solar de la AEMET el día 24 de septiembre de 2012.

A continuación se recoge en la tabla 8.4, un resumen de los parámetros higroscópicos hallados en los tres casos de estudio mostrados.

Caso de estudio	Ec. Veselovskii /Granados-Muñoz				Ec. Im/ Tardiff		
	γ	$f_{\beta}(80\%)$	$f_{\beta}(85\%)$	a	b	$f_{\beta}(80\%)$	$f_{\beta}(85\%)$
24/09/2012	1.56	2.23	4.4	0.12	1.74	1.72	3.36
03/06/2013	0.92	1.74	2.05	0.32	0.92	1.27	1.49
20/06/2013	0.62	1.51	-	0.45	0.72	1.41	-

Tabla 8.4. Resumen de los parámetros higroscópicos inferidos a partir de las ecuaciones utilizadas en los trabajos de Veselovskii/Granados-Muñoz (humedad relativa de referencia 60%) e Im/Tardiff (humedad relativa de referencia 70%) en los eventos estudiados en la estación lidar de Madrid-CIEMAT.

Veselovskii et al. (2009) utilizó la ecuación paramétrica definida de la forma: $f_{\beta}(HR) = [(1 - HR)/(1 - HR)]^{-\gamma}$ con la particularidad de que emplearon como trazador el coeficiente de extinción (532 nm) en vez del coeficiente de backscatter para evaluar el factor de realce. El nivel de referencia de humedad relativa empleado fue del 60%. En su estudio obtuvo un valor de $\gamma = 0.9$ para el mejor de los ajustes, observando que el factor de realce al 80% de humedad relativa adquiriría un valor de 1.78. Los resultados inferidos fueron observados en la costa Este de los Estados Unidos sobre aerosoles que daban lugar a formación de nieblas. Asimismo, estas estimaciones presentan un nivel de semejanza alto respecto a la exploración lidar efectuada en Madrid el día 3 de junio.

Granados-Muñoz (2014) describió el crecimiento higroscópico de los aerosoles estudiados sobre la ciudad de Granada también bajo la misma ecuación paramétrica presentada y empleando el coeficiente de backscatter (532 nm) como descriptor del fenómeno citado. En dicho trabajo hallaron un valor de $\gamma = 1.07$ para un estrato atmosférico que presentaba una elevada carga de sulfatos de carácter higroscópico de acuerdo a los resultados ofrecidos por el modelo NAAPS⁵⁸. En un segundo caso de estudio, Granados-Muñoz (2014) estimó un $\gamma = 0.56$ que atribuyó al crecimiento higroscópico del aerosol de naturaleza mineral.

Por el contrario, Im et al. (2001) y Tardiff (2002) hicieron uso del modelo expresado: $f_{\beta}(HR) = a(1 - HR)^{-b}$. Tardiff normalizó el factor de realce a partir del coeficiente de backscatter observado a una humedad relativa del 70% y estimó los parámetros $a = 0.43$ y $b = 0.72$ de la curva de realce higroscópico de los aerosoles examinados en la zona centro de los Estados Unidos en el mejor de los ajustes efectuados ($r^2 = 0.85$). En su estudio, Tardiff sugiere que el aerosol observado debe de tener un elevado grado de afinidad por el vapor de agua de acuerdo a la comparación realizada de los coeficientes a y b con el trabajo de Im et al. (2001) que emplea la misma ecuación paramétrica pero con unos coeficientes de backscatter obtenidos a

⁵⁸ NAAPS: acrónimo inglés de Navy Aerosol Prediction System.

partir de un nefelómetro húmedo. Im et al. (2001) obtuvo los parámetros de $a = 1$ y $b = 0.38$ para un aerosol hallado en la costa Este de los Estados Unidos y compuesto de una mezcla de partículas de naturaleza continental contaminada y marina. El factor de realce de este estudio está normalizado para un coeficiente de backscatter obtenido a una humedad relativa de referencia del 30%, lo que dificulta realmente la comparación. Sin embargo, se sugiere que la discrepancia hallada entre ambos estudios no sólo se debe a la diferencia en la composición química entre el aerosol hallado en costa Este y en la zona centro de los Estados Unidos y los diferentes niveles de humedad de referencia considerados, sino también a que el estudio de Im et al. (2001) está realizado mediante otra instrumentación distinta, el nefelómetro húmedo, que puede presentar ciertas dificultades para evaluar las propiedades ópticas en presencia de alta humedad (<85% de humedad relativa). En cualquier caso, los parámetros hallados por Tardiff manifiestan un grado de semejanza significativo con las estimaciones higroscópicas inferidas en el evento ocurrido el día 20 de junio de 2013, que a su vez es el caso de estudio (de los tres estudiados) que menor factor realce higroscópico evidenció en la atmósfera de Madrid.

Más allá de los trabajos mencionados que utilizan la teledetección activa lidar para evaluar el factor de crecimiento higroscópico, la mayoría de los estudios que abordan este fenómeno utilizan como instrumentación de observación el nefelómetro húmedo, percibiéndose que la bibliografía existente de la caracterización de este fenómeno mediante la técnica lidar es limitada. Además, los parámetros empleados en las aproximaciones paramétricas de los estudios que caracterizan el crecimiento higroscópico son heterogéneos de modo que la intercomparación entre los distintos trabajos es compleja.

Las curvas de factor de realce higroscópico del aerosol estudiado por Randriamiarisoa et al. (2006) en la atmósfera de París a partir del coeficiente de scattering mediante el nefelómetro húmedo, estiman un γ que oscila entre valores de 0,27 a 1.35. En este trabajo, el parámetro γ es inferido bajo la misma aproximación empírica que la que utiliza Veselovskii y Granados-Muñoz. Igualmente, Zieger et al. (2013) obtuvo un factor de crecimiento (al 85% de humedad relativa sobre el coeficiente de scattering hallado por el nefelómetro húmedo) que oscilaba entre valores de 1,28 (aerosol mineral procedente del polvo sahariano) y 3,41 (aerosol ártico). No obstante, hay que mencionar que la humedad relativa de referencia de este trabajo está fijada al 40% y por tanto la comparación no resulta directa.

Basándonos en los resultados expuestos se concluye que la caracterización higroscópica del aerosol observado en la atmósfera de Madrid está en consonancia con los resultados publicados en otros trabajos de naturaleza similar. Además, el número de eventos higroscópicos identificados es bastante reducido (sólo 3) teniendo en cuenta el número de observaciones

realizadas. Sugerimos que ello se debe en parte a que el reconocimiento y la caracterización de este tipo de eventos sólo se produce cuando existe una advección del aerosol de naturaleza marina de componente sur, este y sureste sobre la estación lidar de Madrid-CIEMAT. Asimismo, cuando se produce la llegada de aerosol marino, el análisis higroscópico define unos parámetros higroscópicos ligeramente superiores a los presentados en la bibliografía, que se debe a la elevada afinidad de este tipo de aerosoles por el vapor de agua, pues se trata de sustancias cristalinas con un alto grado de solubilidad. La variabilidad hallada en los parámetros higroscópicos inferidos se atribuye al grado de mezcla del aerosol marino advechado por las masas de aire de componente sur, este y sureste con el aerosol existente en la atmósfera de Madrid.

8.2.- Casos detectados en la estación de CESAR

Entre las fechas 13/05/2013-12/07/2013 se realizó una estancia en la estación de medida CESAR holandesa lo que permitió acometer un análisis parcial de la base de datos de medidas realizadas por el lidar CAELI desde 2008 hasta 2013. Un total de 20 casos de estudio susceptibles de presentar un incremento del tamaño del aerosol por higroscopía fueron identificados. A continuación, se presentan los resultados correspondientes a dos de los casos abordados en ese estudio.

8.2.1.- 12 de mayo de 2008

La observación lidar efectuada el 12 de mayo de 2008 registró en el periodo comprendido entre las 23:23 y las 00:00h UTC una intensificación de la señal corregida en rango (532 nm) en el estrato atmosférico situado entre los 2500 y 3300 m de altitud. A partir de los perfiles de humedad que se exponen más adelante, el incremento en la señal corregida en rango está asociado a un aumento del tamaño del aerosol por higroscopía que en ciertos momento llegó a producir una significativa extinción de la señal, tal y como se observa en la siguiente figura. El periodo de estudio escogido abarca desde las 23:25 hasta las 23:40h UTC con el objeto de seleccionar la región de la exploración que muestra una menor fluctuación en la dimensión vertical a lo largo del periodo temporal analizado.

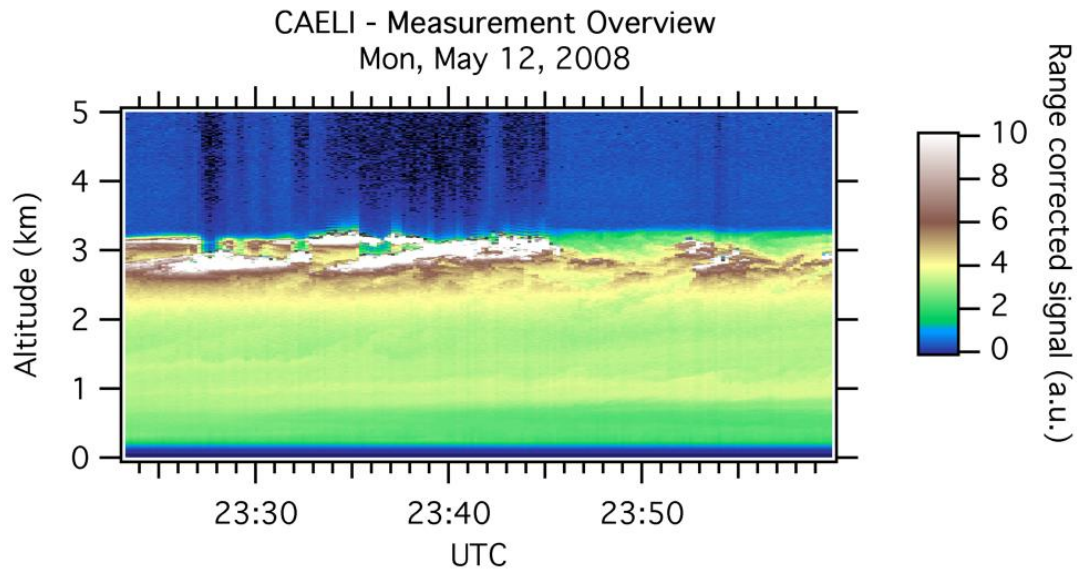


Figura 8.30. Representación de la señal corregida en rango del canal 532 nm (Quicklook) el día 12 de mayo de 2008 en el periodo establecido entre las 23:23h - 00:00h UTC.

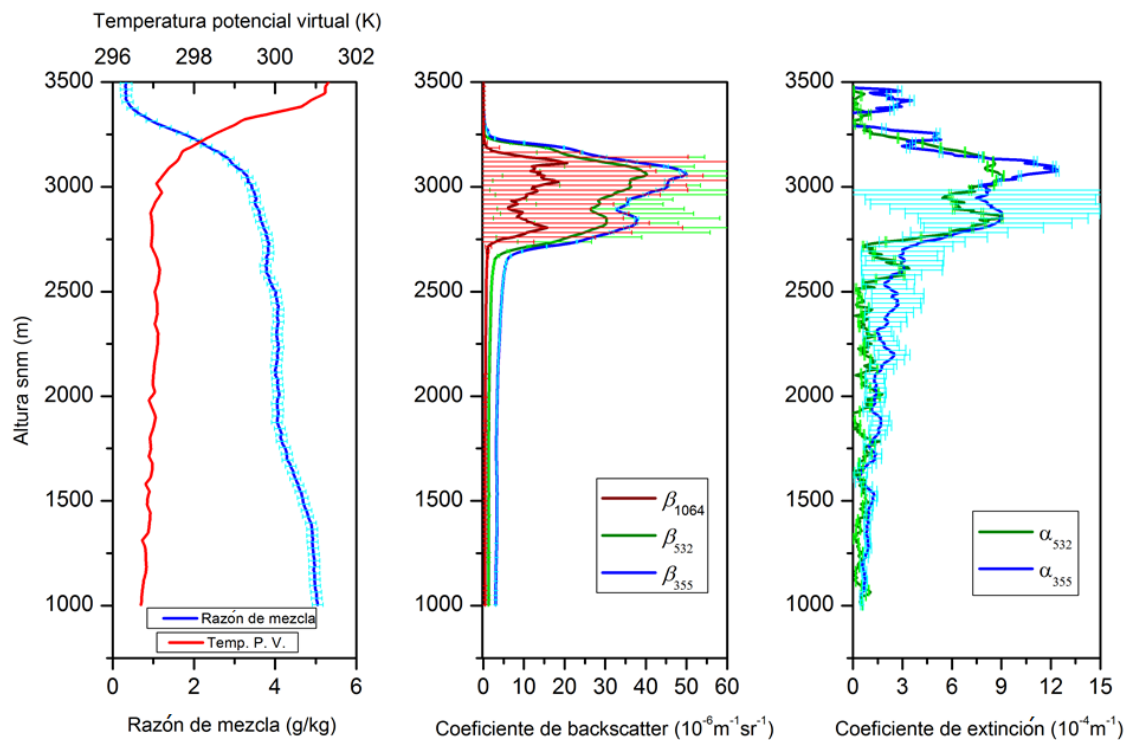


Figura 8.31. Perfil vertical de la razón de mezcla de vapor de agua (lidar) y temperatura potencial virtual (radiosondeo) (izquierda), coeficiente de backscatter en 1064, 532 y 355 nm (centro) y coeficiente de extinción en 532 y 355 nm (derecha) registrado por el lidar el 12 de mayo de 2008 en el periodo 23:25-23:40 UTC y por el radiosondeo el 13 de mayo de 2008 a las 00UTC.

En el gráfico izquierdo de la figura 8.31 se muestran el perfil vertical de la temperatura potencial virtual registrada por el radiosondeo y la distribución del contenido de vapor de agua en la dimensión vertical observado por el lidar CAELI. Ambos mostraron un comportamiento constante, lo que indica unas condiciones aptas para el estudio del fenómeno higroscópico tal y

como se ha indicado a lo largo de los capítulos previos. En la estación CESAR se utilizan las observaciones de las radiosondas lanzadas desde el Instituto meteorológico de los Países Bajos (KNMI) situado en la localidad de de Bilt, que se halla a una distancia de 25 km respecto a la estación lidar. Al igual que ocurre con la estación lidar de Madrid respecto a Barajas, la información meteorológica registrada por el radiosondeo se considera representativa de la atmósfera que se encuentra sobre la estación CESAR.

A diferencia de los casos de estudio registrados en Madrid, la extinción producida en los canales 355 y 532 fue razonablemente estimada de modo que los coeficientes de extinción pudieron calcularse de forma independiente (Ansmann et al., 1992) evitando la asunción de una lidar ratio constante en altura. La metodología aplicada en su cálculo está explicada en el subapartado del algoritmo de inversión de las señales inelásticas. Respecto a la estimación de la humedad relativa, la metodología llevada a cabo es exactamente la misma que la aplicada a los casos analizados para la estación lidar de Madrid.

En la gráfica central de la figura 8.31 se observa que el coeficiente de backscatter en las tres longitudes de onda crece de forma gradual entre los 2000 y 2650 m de altura sobre el nivel de superficie. En la figura 8.33 se observa que la humedad relativa también experimenta un incremento de su valor desde el 60% hasta el 83% aproximadamente para el mismo estrato atmosférico. No obstante, el mayor incremento del coeficiente de backscatter se produce en la capa atmosférica situada entre 2500-2650 m. En la gráfica derecha de la figura 8.33 se observa que el β -exponente de Ångström (532/355 nm) se mantiene prácticamente constante entre los 2000 y 2500 m para las altitudes mencionadas, pero en la capa comprendida entre 2500 y 2650 su valor evoluciona desde 2.11 a 1.78. Estas observaciones revelan que el aerosol podría estar experimentando un incremento de su tamaño en el estrato troposférico que abarca desde 2000 hasta 2650 m según se asciende en altura, siendo especialmente significativo a partir de 2500 m de altitud. Por encima de la cota de 2650 m no se ha intentado estudiar el factor de realce al considerarse que en el estrato inmediatamente superior predominan los procesos de dispersión múltiple, como consecuencia de la probable condensación del vapor de agua sobre los núcleos de condensación con la consiguiente formación de nubes. Bajo estas condiciones la obtención de las propiedades ópticas del aerosol resulta compleja y delicada.

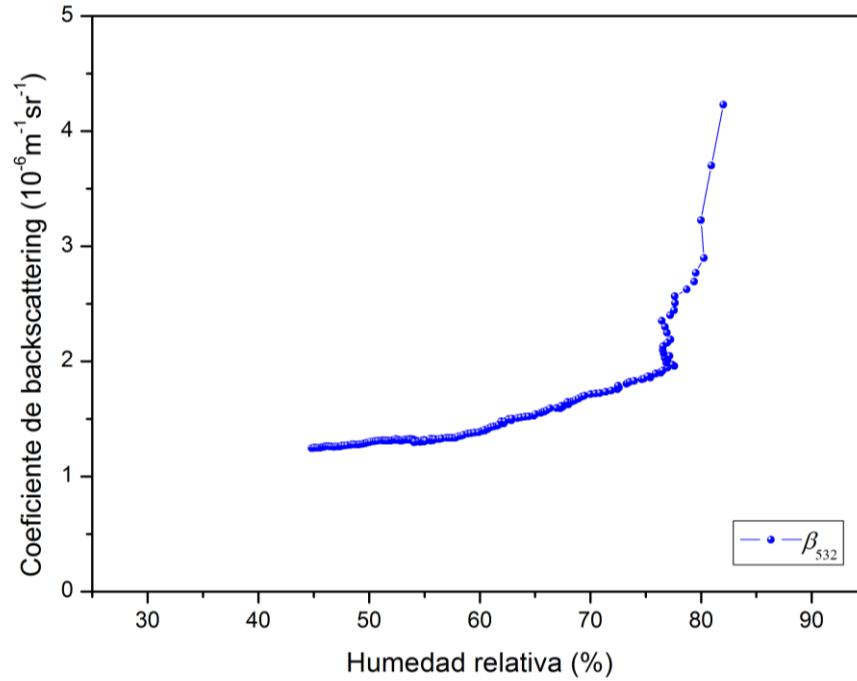


Figura 8.32. Evolución del coeficiente de backscatter (532 nm) en función de la humedad relativa registrada a lo largo de la capa atmosférica establecida en el rango de alturas de 1005-2650 m snm.

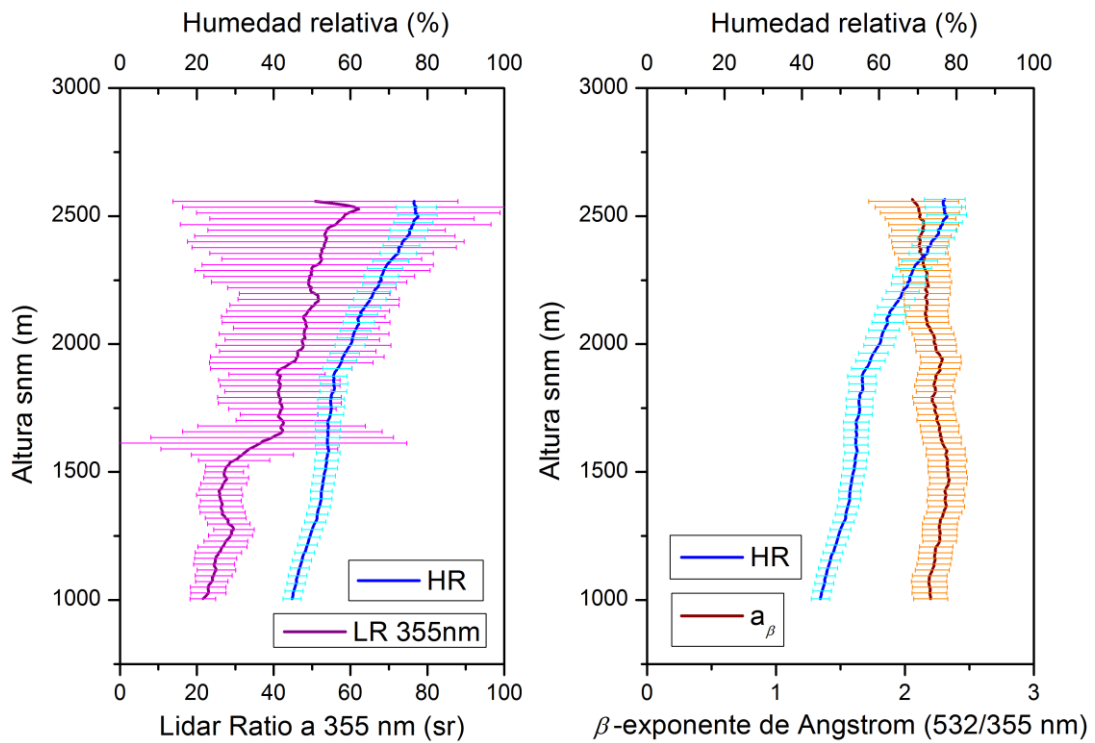


Figura 8.33. Perfil vertical de la humedad relativa, lidar ratio (355 nm) y el β -exponente de Ångström (532/355 nm) por el lidar el 12 de mayo de 2008 entre las 23:25-23:40h UTC.

De acuerdo a la figura 8.33, se identifica una correlación positiva entre la humedad relativa y la lidar ratio calculada para 355 nm, de forma que a medida que se asciende desde los 1000 m

hasta los 2550 m de altura, tanto la humedad relativa como la lidar ratio se incrementan (la lidar ratio en la longitud de onda de 532 nm no se muestra porque la relación señal-ruido es demasiado baja). Cuando el proceso de captación de agua se produce, no sólo se induce un incremento del tamaño del aerosol, sino que a su vez se dan una serie de cambios en las propiedades ópticas del aerosol. Los perfiles verticales de la humedad relativa y de la lidar ratio sugieren que a medida que se asciende en altura, el incremento experimentado por el coeficiente de extinción es superior al coeficiente de backscatter, lo que indica que el predominio del proceso de extinción sobre el proceso de backscatter sucede de manera simultánea al incremento de la humedad relativa en altura. Dicha figura pone de manifiesto que la lidar ratio toma valores de 20 sr a 1000 m de altura y crece de forma paulatina hasta 60 sr a 2550 m. De forma simultánea la humedad relativa evoluciona desde el 45% hasta el 77% para el mismo estrato atmosférico. Estas observaciones están en consonancia con las variaciones que describe la lidar ratio cuando es afectado por la humedad del entorno de otros estudios (Kovalev and Eichinger, 2004).

Respecto al cálculo del factor de realce, las figuras siguientes muestran los parámetros higroscópicos inferidos para las respectivas ecuaciones paramétricas utilizadas. Las aproximaciones empíricas empleadas son iguales que las halladas previamente para las observaciones efectuadas por la estación lidar de Madrid. De esta forma, la figura 8.34 expone un factor $\gamma = 0.88$, considerándose que el factor de realce está normalizado por un coeficiente de backscatter hallado a un 60% de humedad relativa. En dicho cálculo la bondad del ajuste hallado es aproximadamente $r^2 = 0.82$ (0.81759), mostrando el peor ajuste de todos los eventos estudiados. Asimismo, dicha figura presenta los parámetros higroscópicos $a = 0.38$ y $b = 0.84$ para la curva empírica que describe el factor de realce, que a su vez está normalizado para un coeficiente de backscatter registrado a un nivel de humedad relativa del 70%. En este caso, la bondad del ajuste r^2 es también aproximadamente 0.82 (0.82198) aunque ligeramente superior a la ecuación empírica previa.

Parte de la discrepancia hallada entre los datos experimentales y los modelos teóricos propuestos, se debe al comportamiento escalonado que se identifica cuando se alcanza una humedad relativa del 77%. Se sugiere de nuevo como hipótesis explicativa que este patrón está asociado a la presencia de sustancias cristalinas en los aerosoles que pueden dar lugar al fenómeno de deliquesencia

A partir del algoritmo de regularización expuesto en la sección de metodología (Veselovskii et al., 2002) que emplea como datos de entrada los valores de los tres coeficientes de backscatter (355, 532 y 1064 nm), de los dos coeficientes de extinción (355 y 532 nm) y que considera un

modelo esférico de partículas, se han obtenido las propiedades microfísicas integradas así como su distribución por tamaños para tres estratos atmosféricos. En la tabla 8.5 se resumen dichas propiedades microfísicas y en la figura 8.35 se muestran las diferentes distribuciones de tamaño de aerosoles en cada uno de los tres estratos en que se ha dividido la capa atmosférica analizada.

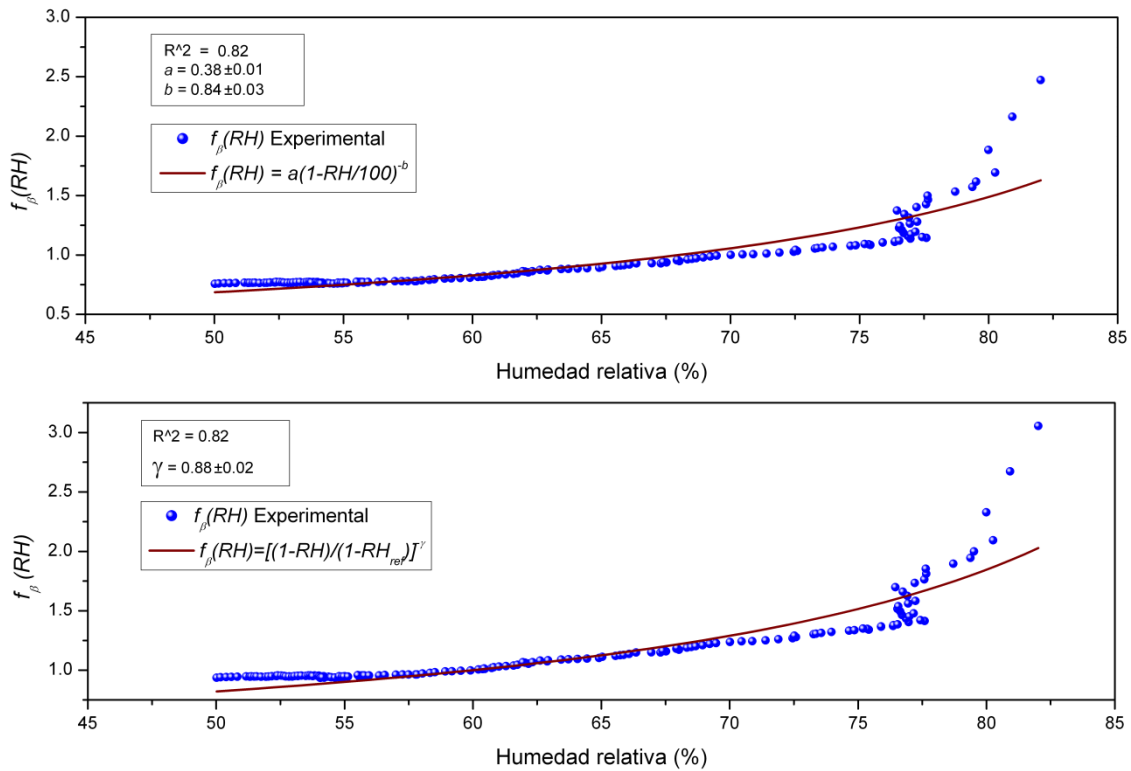


Figura 8.34. Factor de realce basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) y estimado para una humedad relativa de referencia del 60 y 70% el día 12 de mayo de 2012 (23:25h - 23:40hUTC)

Las soluciones propuestas por dicho algoritmo proporcionan unas soluciones relativamente razonables en cuanto a que los estratos más bajos muestran un radio efectivo menor, así como una distribución de tamaños compuesta por el modo fino principalmente. A medida que se asciende en altura, el modo de acumulación crece y también lo hace el modo grueso de forma que va incrementándose progresivamente el radio efectivo desde 0.14 hasta 0.49 μm . Igualmente, la parte real del índice de refracción se ve reducido desde los estratos atmosféricos más bajos hasta los más elevados, fenómeno ya observado por otros autores como consecuencia del incremento de tamaño por higroscopia (Hänel, 1976).

Altura del estrato de atmósfera (m)	Volumen ($\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$)	Radio efectivo (μm)	Indice de refracción, parte real (m_R)
1000-2500	9.6	0.14	1.53
2700-3000	110	0.35	1.536
3000-3300	160	0.49	1.463

Tabla 8.5. Resumen de las propiedades microfísicas integradas para 3 estratos atmosféricos a partir del algoritmo de regularización ($3\beta+2\alpha$).

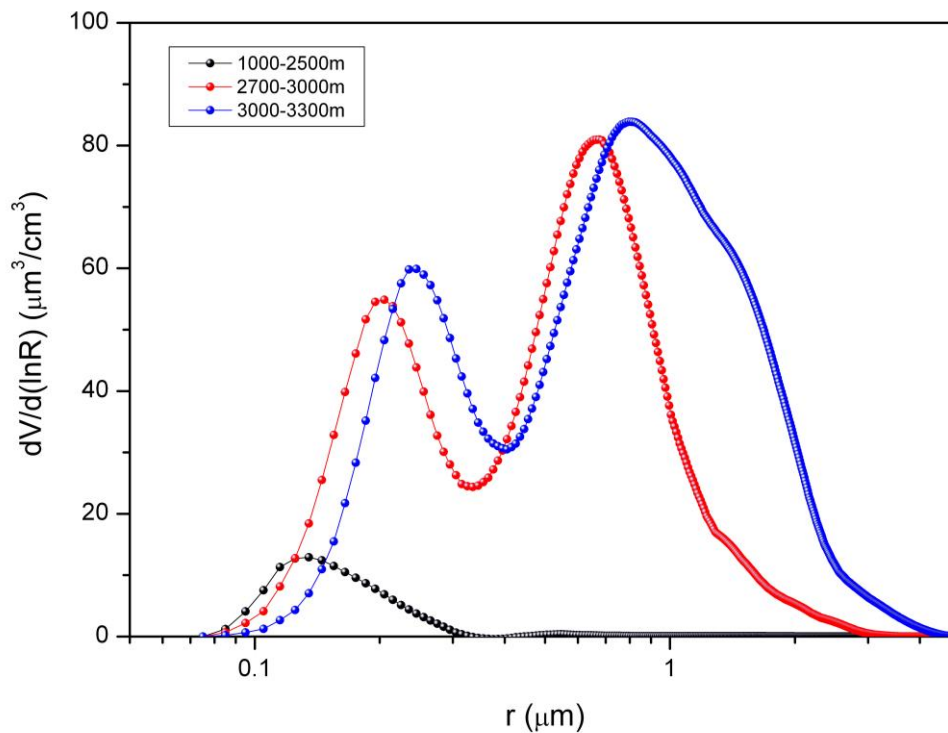


Figura 8.35. Distribución de tamaños estimados mediante el algoritmo de regularización en tres estratos atmosféricos: 1000-2500, 2700-3000 y 3000-3300 m de altura.

En las figuras 8.36, se representan los perfiles verticales de la concentración en volumen y el radio efectivo de las partículas, que se mantienen constantes en altura hasta 2500 m, observándose un incremento significativo del valor de ambas variables desde esta cota en un rango de alturas relativamente pequeño. No obstante, a partir de 2700-2750 m las variables inferidas no son inequívocos debido a que los procesos de dispersión múltiple condicionan las soluciones halladas, aunque si se considera que pueden dar idea de la tendencia seguida en altura.

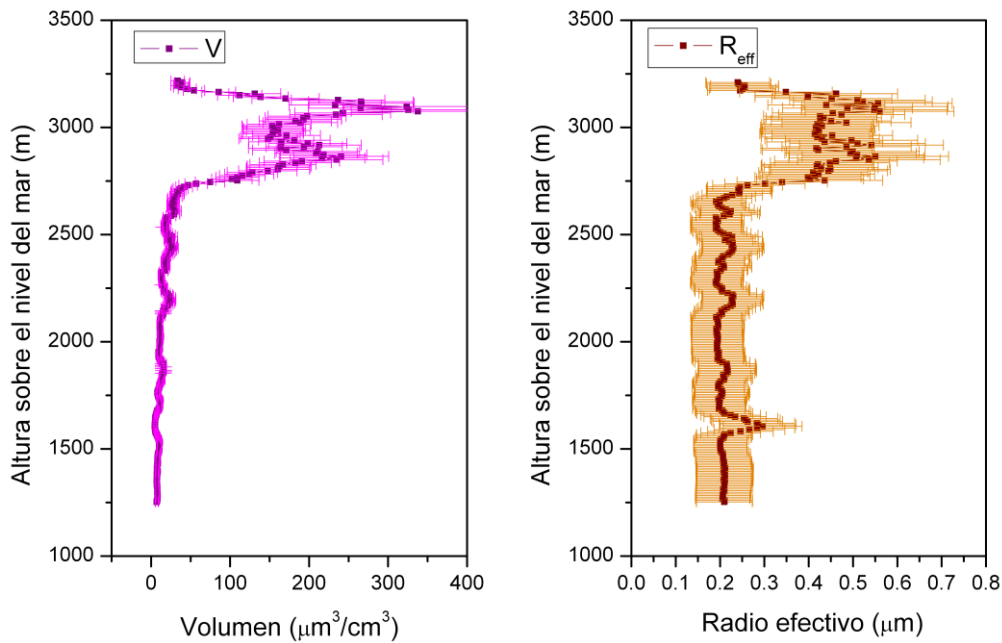


Figura 8.36. Perfil vertical de concentración en volumen y radio efectivo obtenido por el algoritmo de la regularización ($3\beta+1\alpha$).

Por otra parte, con el objeto de poder evaluar estas soluciones (obtenidas mediante el algoritmo de regularización) se han utilizado las inversiones disponibles (nivel de calidad 2.0) procedentes de las medidas del fotómetro solar de AERONET, situado a una distancia de 200 m del equipo lidar. No obstante, existe un desfase temporal importante entre la exploración lidar (12 de mayo 2008 23:25-23:40h UTC) y las observaciones de fotometría solar (las más cercanas son registradas el día 13 de mayo a las 7:20h y el 12 de mayo a las 8:01h UTC) lo que dificulta su comparación.

Las distribuciones de tamaños producidas por AERONET durante los días 12 y 13 de mayo muestran tres modos diferentes: uno para partículas con radios en torno a 0.1-0.2 μm , otro con radios entre 1-2 μm y el más grueso localizado en 5 μm . De la misma manera, se observa que la evolución de las distribuciones de tamaño entre los días 12 y 13 de mayo se caracterizan principalmente por un incremento sustancial del modo fino, manteniéndose los otros dos modos más o menos constantes. De esta forma, el radio efectivo del modo fino a lo largo de los días 12 y 13 de mayo muestra unos valores que se hallan en torno a 0.13-0.14 μm . El radio efectivo del denominado modo grueso por AERONET se estima alrededor de 1.84-1.96 μm , sin embargo el radio efectivo total de toda la distribución de tamaños a lo largo de dichos días fluctúa y se reduce desde 0.338 hasta 0.213 por una mayor contribución de aerosoles en el modo fino.

Igualmente, las distribuciones de tamaño para los estratos 2700-3000 y 3000-3300 m muestran un modo hallado en torno a $1\text{ }\mu\text{m}$ muy superior al modo que se encuentra en torno a $0.2\text{-}0.3\text{ }\mu\text{m}$ (fino). Esto último es totalmente contrario a la distribución de tamaños ofrecida por AERONET, pues el modo fino es predominante sobre los otros modos. Las discrepancias encontradas pueden deberse a varios factores. En primer lugar, la comparación entre ambas estimaciones no puede ser directa porque la distribución de tamaños obtenida del fotómetro solar muestra un resultado integrado para toda la columna atmosférica y las distribuciones de tamaños facilitadas por el algoritmo de regularización se refieren únicamente a estratos concretos y además corresponden a momentos bastante diferentes. El dominio del modo hallado en torno a $1\text{ }\mu\text{m}$ en las distribuciones de tamaño de dichos estratos podría verse compensado con la distribución de tamaños hallada en el estrato atmosférico más bajo (1000-2500 m) donde únicamente dicha distribución está compuesta por el modo fino. De esta forma, la contribución de los diferentes estratos atmosféricos podría sugerir una distribución más parecida a la que estima AERONET donde el modo fino aparece como predominante.

En cualquier caso la comparación de las distribuciones de tamaños proporcionadas por ambas fuentes resulta compleja no sólo porque dichas distribuciones hacen referencia a diferentes estratos atmosféricos sino porque también las unidades de medida del eje de ordenadas son también distintas (las unidades de ambas medidas son $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ y $\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$).

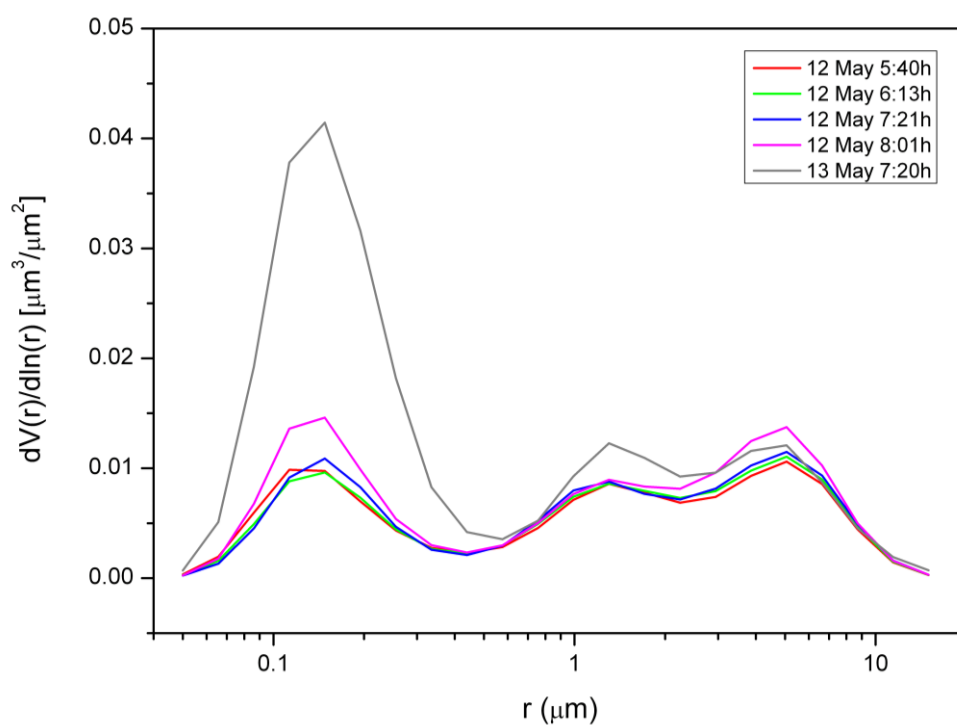


Figura 8.37. Distribución de tamaños observada por el fotómetro solar de la estación CESAR integrada en AERONET los días 12 y 13 de mayo de 2008.

Tiempo de la medición	Radio efectivo total (μm)	Radio efectivo modo fino (μm)	Radio efectivo modo grueso (μm)
12/05/2008 05:40	0.338	0.134	1.843
12/05/2008 06:13	0.367	0.138	1.849
12/05/2008 07:21	0.371	0.141	1.858
12/05/2008 08:01	0.328	0.137	1.94
13/05/2008 07:20	0.213	0.14	1.957

Tabla 8.6. Estimación del radio efectivo del modo fino, modo grueso y de toda la distribución (total) de tamaños observada por el fotómetro solar de AERONET los días 12 y 13 de mayo de 2013.

Las condiciones meteorológicas que afectaron a la estación CESAR durante el día de estudio estuvieron caracterizadas por una situación anticiclónica que se asentó sobre la zona central del continente europeo bloqueando la entrada de frentes y dando lugar a una elevada estabilidad y a episodios de alta concentración de contaminantes, como apunta el análisis sinóptico del MettOffice británico y la circulación en sentido horario de las retrotrayectorias estimadas por el modelo HYSPLIT. Como se observa, las masas de aire en los tres estratos atmosféricos escogidos tienen un mismo origen continental. Esta situación meteorológica ha sido descrita ampliamente por otros estudios concurrentes de contaminación atmosférica efectuados durante el mes de mayo de 2008 en la estación CESAR (Hamburger et al., 2011).

Por otra parte, el trabajo de Weijers et al. (2011) que aborda el análisis de la composición química del aerosol durante un año (2007-2008) en cinco estaciones de monitorización repartidas a lo largo de los Países Bajos señala que los constituyentes hallados en el aerosol $\text{PM}_{2.5}$ son: 42-48% de aerosol inorgánico secundario (nitrato amónico y sulfato amónico), 22-37% de sustancias carbonáceas, 8% de sal marina y 5% polvo mineral y metales. Sin embargo, la fracción gruesa presenta una mayor contribución de sal marina y de metales cuando se compara con la fracción más fina lo que da lugar a una contribución más equilibrada de los cuatro constituyentes mencionados en la fracción gruesa. Asimismo, los estudios simultáneos efectuados en la estación de Cabauw en el mes de mayo de 2008 afirman que la composición química predominante del aerosol está conformado principalmente por nitrato amónico y materia orgánica (Morgan et al., 2010). La naturaleza de dichos compuestos se sugiere que se debe a la emisión antropogénica ocasionada por la agricultura intensiva. Estas observaciones concuerdan en cierta forma con la curva del factor de realce que pone de manifiesto un posible fenómeno de deliquesencia debido a que el nitrato y el sulfato amónico son sustancias cristalinas que pueden presentar dicho fenómeno.

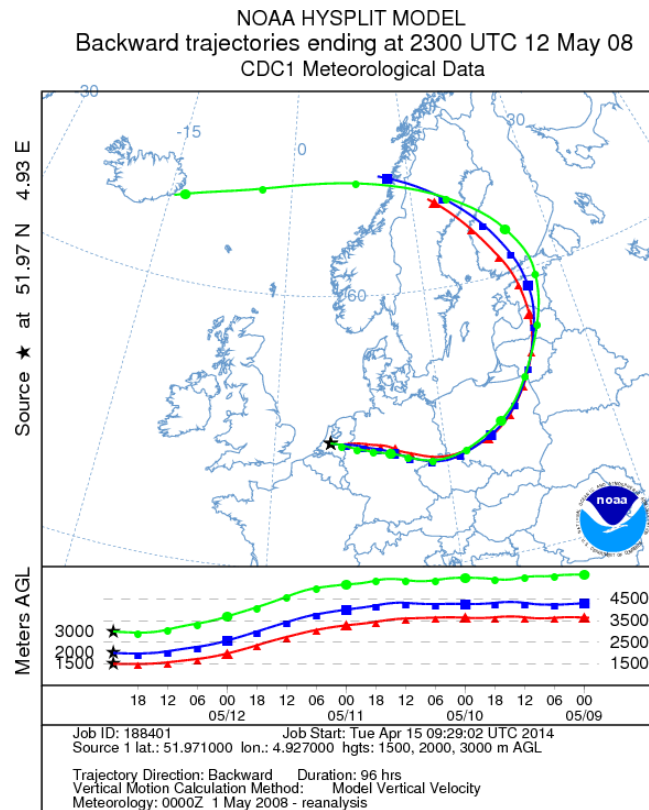


Figura 8.38. Análisis de retro-trayectorias de 96 horas estimadas por el modelo HYSPLIT para el día 12 de mayo de 2013 a las 23h UTC.

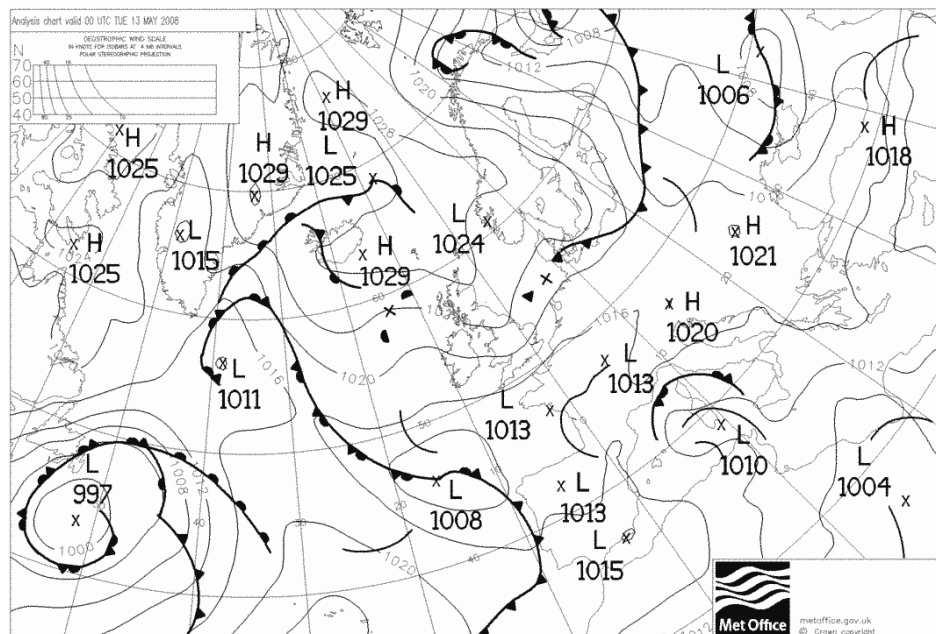


Figura 8.39. Situación sinóptica estimada por el organismo Metoffice el día 13 de mayo de 2013.

8.2.2.- 21 de mayo de 2008

El evento observado durante el día 21 de mayo de 2008 entre las 18:20h - 20:00h UTC mostró indicios de crecimiento higroscópico en el estrato establecido entre los 1000 m de altitud y las proximidades del límite superior de la capa de mezcla, situada alrededor de 2000 m de altura. La representación de la señal corregida en rango (532 nm), expuesta en la figura 8.40, indicó la existencia de un incremento de dicha señal a 2000 m de altura aproximadamente durante ciertos periodos de la observación lidar, cuya naturaleza se debe a un incremento del tamaño del aerosol por crecimiento higroscópico, tal y como se ha corroborado posteriormente. Por ello, se ha seleccionado el espacio temporal más representativo de dicho fenómeno que comprende desde las 19:00h - 19:15h UTC. Asimismo, la figura 8.41 es mostrada con el objeto de verificar las condiciones de buena mezcla vertical de la atmósfera, observándose que la razón de mezcla existente en el estrato atmosférico que abarca desde 1000 hasta 2000 m de altura exhibe un comportamiento constante en torno a 4.3 g/kg. Del mismo modo, el perfil en altura de la temperatura potencial virtual se mantiene prácticamente constante para el mismo estrato atmosférico en el rango de 289-290 K.

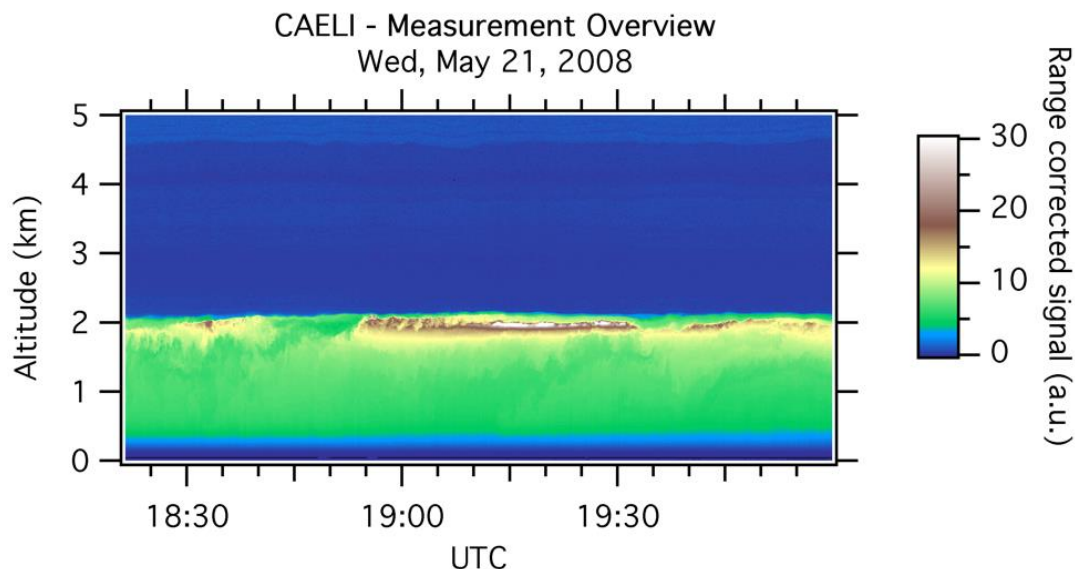


Figura 8.40. Representación de la señal corregida en rango del canal 532 nm (Quicklook) el día 21 de mayo de 2008 en el periodo establecido entre las 18:20h - 20:00h UTC.

La figura 8.41 refleja que existe un aumento del valor de los coeficientes de backscatter (en las tres longitudes de onda) según se asciende en la capa situada entre 1000 y 2000 m de altura aproximadamente. De igual forma, se identifica que el incremento experimentado por los coeficientes de backscatter está estrechamente relacionado con la humedad relativa existente en la atmósfera, advirtiéndose que la tasa de variación positiva de tales coeficientes se produce de manera simultánea al incremento de la humedad relativa y viceversa. La figura 8.42 muestra esa vinculación entre el β_{532} y la humedad relativa. A 1000 m la humedad relativa alcanza el 60 % y

el coeficiente de backscatter registrado es de $2.35 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, incrementándose el valor de ambas variables respectivamente hasta 91% y $5.27 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ para la altura de 1930 m.

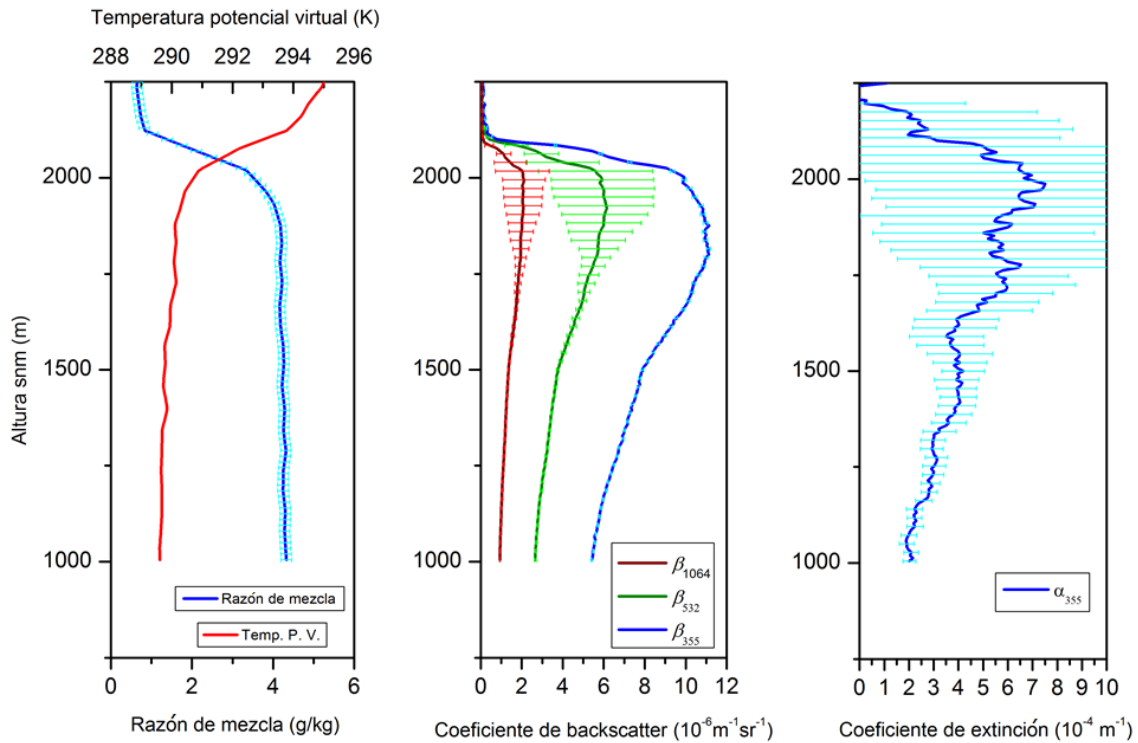


Figura 8.41. Perfil vertical de la razón de mezcla de vapor de agua (lidar) y la temperatura potencial virtual (radiosondeo) (izquierda), coeficiente de backscatter a 1064 nm, 532 nm, 355 nm (centro) y coeficiente de extinción a 355 nm (derecha). Los datos registrado por el lidar corresponden al 12 de mayo de 2008 durante el periodo 23:25-23:40 UTC y los del radiosondeo al 13 de mayo de 2008 a las 00 UTC.

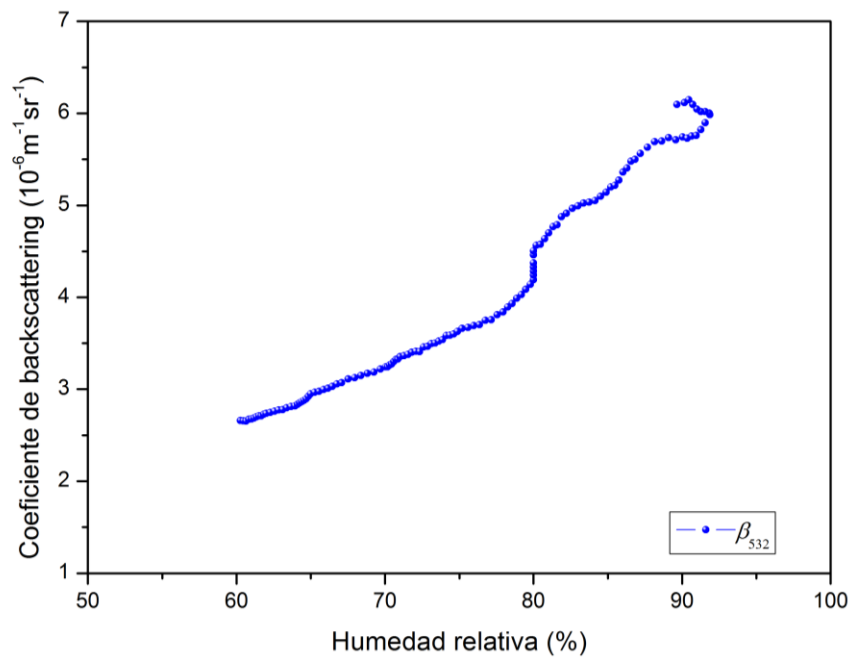


Figura 8.42. Evolución del coeficiente de backscatter (532 nm) en función de la humedad relativa registrada a lo largo de la capa atmosférica establecida en el rango de alturas de 1000-1960 m snm.

En la figura 8.43 se representa el comportamiento del β -exponente de Ångström (532/355), pudiendo observarse que este parámetro disminuye paulatinamente a partir de 1500 m según se asciende en altura de forma casi anti-correlacionada al incremento experimentado por la humedad relativa, lo cual indica que se podría estar produciendo un aumento del tamaño en el aerosol debido posiblemente a la captación de agua existente en la atmósfera.

Respecto a la distribución vertical de la lidar ratio en la longitud de onda de 355 nm, la figura 8.43 refleja una variación positiva de dicha variable a lo largo de la dimensión vertical para el estrato atmosférico objeto de estudio (1000-2000 m), que sucede de manera concurrente al incremento de la humedad relativa con la altura. Así, la lidar ratio evoluciona desde 42 sr a 1000 m de altura hasta aproximadamente 70 sr cerca de los 2000 m. Este comportamiento de la lidar ratio es otro indicador del proceso de captación de agua ocasionado por el aerosol a lo largo del estrato atmosférico estudiado, puesto que a medida que se produce dicho proceso y el aerosol comienza a crecer por higroscopía, las propiedades ópticas del aerosol también se ven afectadas, observándose que el proceso de extinción cobra mayor relevancia frente al de backscatter según la humedad relativa va aumentando. Las fluctuaciones de la lidar ratio ocasionadas por la variación de la humedad relativa existente en la atmósfera han sido ya descritas por Kovalev and Eichinger (2004).

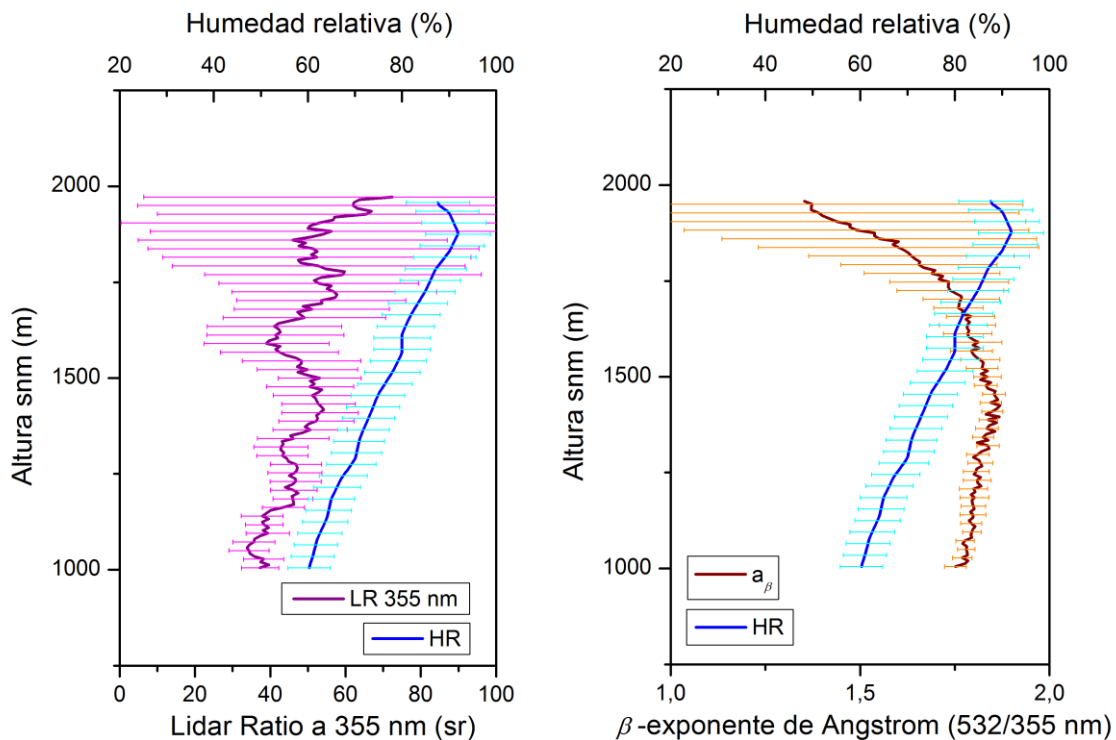


Figura 8.43. Perfil vertical de humedad relativa, Lidar Ratio (355 nm) y el β -exponente de Ångström (532/355 nm) registrado por el lidar el 21 de mayo de 2008 para el periodo 19:00-19:15 UTC.

Por otra parte, la figura 8.44 representa el factor de realce estimado para un coeficiente de backscatter normalizado a un nivel de humedad relativa del 60%. El parámetro higroscópico γ hallado equivale a 0.59 aproximadamente, revelando este último caso un menor carácter higroscópico cuando se compara con el anterior evento identificado en la estación de CESAR. Así, el factor de realce normalizado por un coeficiente de backscatter registrado a un nivel de humedad relativa del 60% toma un valor de 2.04 cuando la humedad relativa del entorno alcanza un valor del 85%. Asimismo, como ya se observó en el caso previo, la curva paramétrica inferida no reproduce fielmente el patrón descrito por las observaciones experimentales al 80 % de humedad relativa, identificándose un aumento drástico del factor de realce para un ligero incremento de la humedad relativa. De nuevo, se sugiere que este comportamiento experimental identificado es debido a un posible fenómeno de deliquesencia experimentado por las sustancias cristalinas que componen el aerosol explorado y que las aproximaciones paramétricas empleadas no son capaces de reproducir. De ahí, la naturaleza del desacuerdo hallado.

A partir de esta consideración, la comparación de dicho proceso en este caso respecto al anterior, refleja que el fenómeno sucedió para una humedad relativa un poco más elevada. Como ya se expuso en la teoría, cuanto mayor es la pureza de las sustancias cristalinas, y por tanto, el carácter higroscópico del aerosol, menor es la humedad relativa requerida para que tenga lugar la deliquesencia. A medida que estas sustancias se ven mezcladas con impurezas u otras sustancias de diferentes características la humedad relativa necesaria para observar el proceso de deliquesencia es mayor. Este hecho se corrobora cuando se evalúan los dos eventos de crecimiento higroscópico observados en la estación de CESAR, de forma que, según lo explicado, el evento que manifiesta el proceso de deliquesencia al 80% de humedad relativa debiera tener un carácter higroscópico menor (presentando posiblemente un mayor contenido de impurezas u otros compuestos junto a las sustancias cristalinas) que el evento anterior que presenta el fenómeno de deliquesencia hallado a un nivel de humedad relativa del 77%. Cuando se comparan los parámetros γ inferidos de ambos casos estudiados se verifica que el evento que presenta el fenómeno de deliquesencia al nivel de humedad relativa del 77% muestra un parámetro γ superior (0.88) a aquel que registra el proceso de deliquesencia al 80% de humedad relativa ($\gamma = 0.59$). Sin embargo, en los casos estudiados en la estación de Madrid, esta relación citada entre el nivel de humedad relativa a la que podría producirse el fenómeno de deliquesencia y el carácter higroscópico del aerosol no es observada, aunque en algunos de estos casos el nivel de humedad relativa a la que podría tener lugar el proceso de deliquesencia es menos claro.

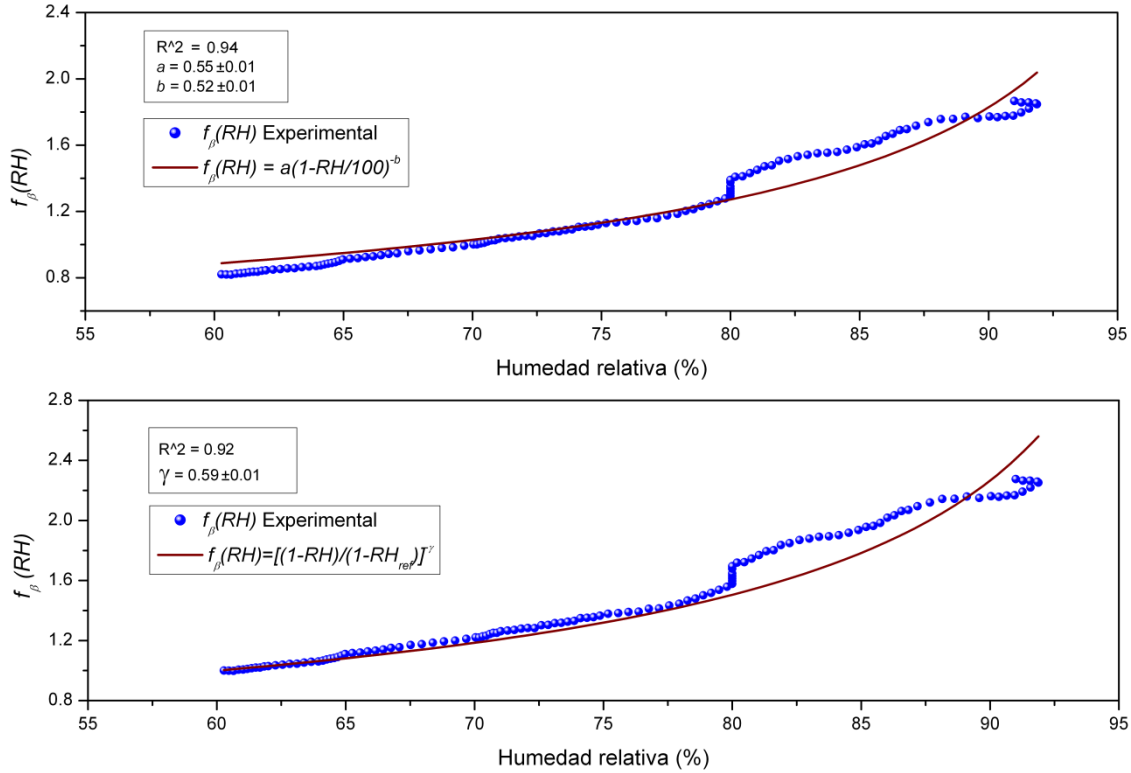


Figura 8.44. Factor de realce basado en el coeficiente de backscatter (532 nm) y estimado para una humedad relativa de referencia del 60 y 70% el día 21 de mayo de 2008 (19:00h - 19:15hUTC)

Por otra parte, la figura 8.44 refleja también el ajuste efectuado por la ecuación paramétrica sugerida por Im et al. (2001) y Tardiff (2002) a los datos experimentales considerando un factor de realce normalizado por un coeficiente de backscatter observado a un 70% de humedad relativa. Los parámetros higroscópicos hallados son $a = 0.55$ y $b = 0.52$, mostrándose otra vez que las ecuaciones propuestas por Im et al. (2001) y Tardiff (2002) logran un ajuste mejor (el parámetro r^2 es superior) que la ecuación empleada por por Veselovskii et al. (2009) y Granados-Muñoz (2014).

De acuerdo a los parámetros higroscópicos estimados $\gamma = 0.59$, $a = 0.55$ y $b = 0.52$, el evento analizado el 21 de mayo de 2008 sobre la estación de CESAR presenta un carácter higroscópico inferior al caso hallado el 12 de mayo de 2008 de la misma estación. Asimismo, dichas variables higroscópicas presentan cierta similitud respecto al evento de menor carácter higroscópico de los 3 casos hallados sobre la estación de Madrid, donde los parámetros registrados en tal evento presentan los valores siguientes $\gamma = 0.62$, $a = 0.45$ y $b = 0.72$.

Las propiedades microfísicas fueron halladas mediante la inversión con regularización ($3\beta+1\alpha$) (Veselovskii et al., 2002) tal y como se presentan en la figura 8.45. Estas propiedades microfísicas resueltas en altura son sólo obtenidas para este conjunto de datos puesto que el coeficiente de extinción (532 nm) no era adecuado. Así, se observa que la concentración en

volumen se incrementa en el estrato comprendido entre 1000-2000 m, mientras que los perfiles del radio efectivo y del índice de refracción se mantienen constantes en casi todo el estrato y sólo a partir de 1900 m se observa que el radio efectivo se incrementa y que el índice de refracción disminuye. Ambas observaciones sustentarían la hipótesis de un crecimiento higroscópico por el aerosol debido a que el agua pura presenta un menor índice de refracción. A medida que los aerosoles comienzan a captar agua, una disminución en el índice de refracción del aerosol debería ser producida por la contribución del agua. Este efecto ha sido descrito con más detalle por Hänel (1976) y es plausible que ocurra en este caso dado que la humedad relativa incrementa también en altitud. Además, un importante incremento es observado en el radio efectivo de forma simultánea para el mismo estrato atmosférico lo que apoya la hipótesis expuesta. No obstante, no se ha encontrado una explicación razonable para los cambios observados en el radio efectivo y en el índice de refracción para el estrato atmosférico comprendido entre 1400- 1500 m pues la humedad relativa es baja.

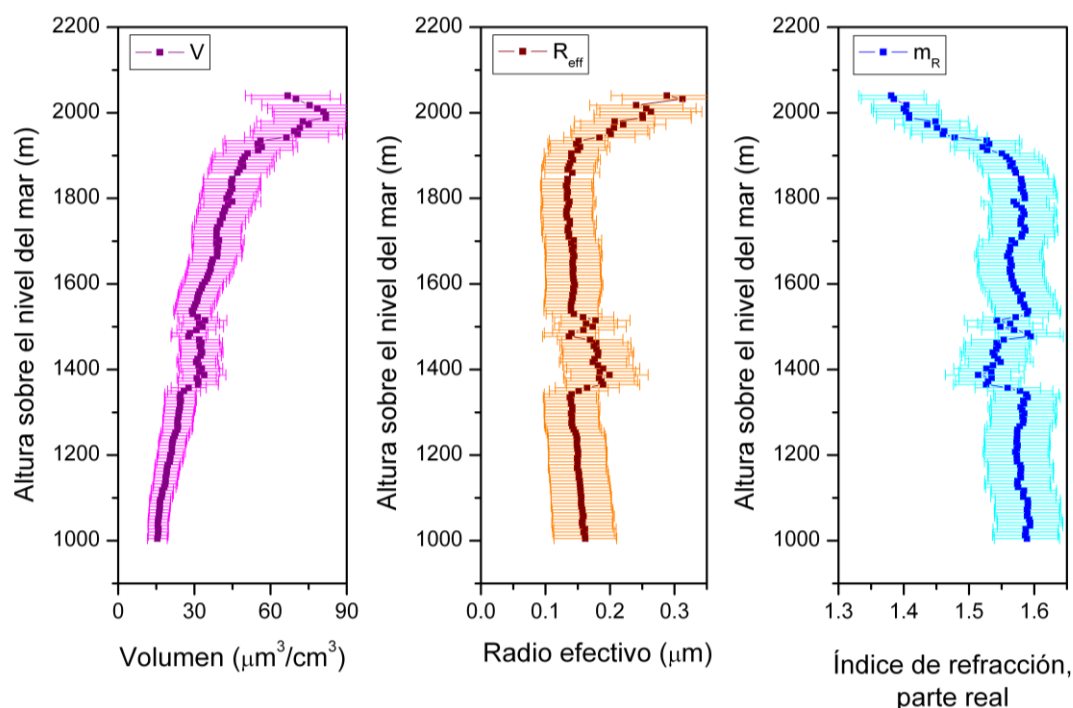


Figura 8.45. Perfil vertical de la concentración en volumen, radio efectivo e índice de refracción hallado por el algoritmo de inversión con regularización ($3\beta+1\alpha$).

En la figura 8.46 se muestra la distribución de tamaños del aerosol obtenida a partir de las medidas en columna con fotómetro solar el 21 de mayo a las 6:03. Se identifica una distribución bimodal con el modo fino centrado en el rango de radios comprendido entre 0.1 y 0.2 μm y el modo grueso en torno a 1-2 μm . Los datos correspondientes a la exploración de fotometría solar efectuada el 21 de mayo a las 17:47 indican un incremento en volumen y un aumento del radio de ambos modos.

Asimismo, a través de la fotometría solar se estima un radio efectivo total del aerosol (tabla 8.7) para la columna atmosférica explorada el 21 de mayo a las 6:03h UTC de 0.228 μm que se incrementa posteriormente para la medición efectuada a las 17:47h UTC hasta 0.28 μm . El radio efectivo inferido por el algoritmo de regularización a partir de las observaciones lidar correspondientes a las 19:00-19:15h UTC (figura 8.45 central) está en un rango perfectamente comparable, manifestando un grado de similitud interesante.

Respecto a la situación meteorológica hallada para el día 21 de mayo de 2008 sobre la estación de CESAR, Hamburger et al. (2011) concluyó que la segunda mitad del mes de mayo estuvo dominada por el paso de sistemas frontales sobre el centro de Europa, que ocasionó un incremento de las precipitaciones y una reducción de la concentración del número de partículas. El análisis sinóptico facilitado por el MetOffice corrobora las conclusiones alcanzadas por Hamburger et al. (2011), identificándose sistemas de bajas presiones afectando la mayor parte del continente europeo.

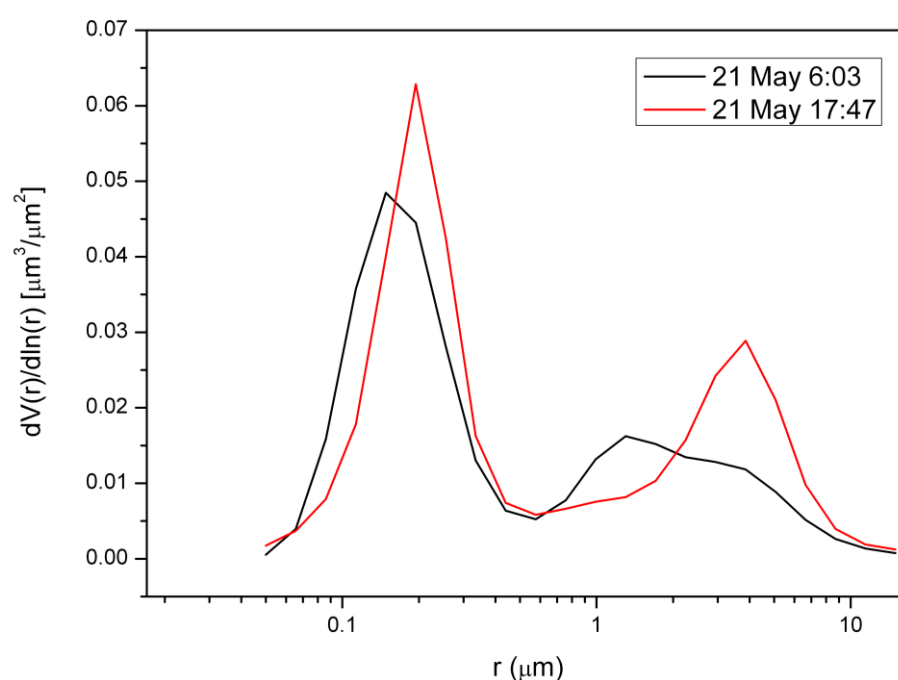


Figura 8.46. Distribución de tamaños observada por el fotómetro solar de la AEMET el día 21 de mayo de 2008.

Tiempo de la medición	Radio efectivo total (μm)	Radio efectivo modo fino (μm)	Radio efectivo modo grueso (μm)
21/05/2008 06:03	0.228	0.154	1.697
21/05/2008 17:47	0.28	0.173	2.264

Tabla 8.7. Estimación del radio efectivo del modo fino, modo grueso y de toda la distribución (total) de tamaños observada por el fotómetro solar de AERONET el día 21 de mayo de 2008.

Por último, el conjunto de retrotrayectorias de 96 horas proporcionado por el modelo HYSPLIT sugiere una procedencia marítima aunque antes de alcanzar la estación de CESAR, una parte de las retrotrayectoria pasan sobre zona continental. Aunque, Morgan et al. (2010) afirman que durante el mes de mayo la composición del aerosol está mayoritariamente formada por nitrato amónico y materia orgánica, no debe descartarse una posible contribución significativa de sal marina dado el origen de las masas de aire que indican las retrotrayectorias del modelo HYSPLIT. Sirva también la figura 8.47 para justificar que el origen de las masas de aire en los estratos atmosféricos de 1500, 2000 y 2500 m es el mismo y que las conclusiones halladas respecto a la higroscopía del aerosol evaluado son correctas, puesto que las fluctuaciones de sus propiedades ópticas son atribuidos a un mismo tipo de aerosol estudiado dentro de la capa límite planetaria que presenta un buen grado de mezcla.

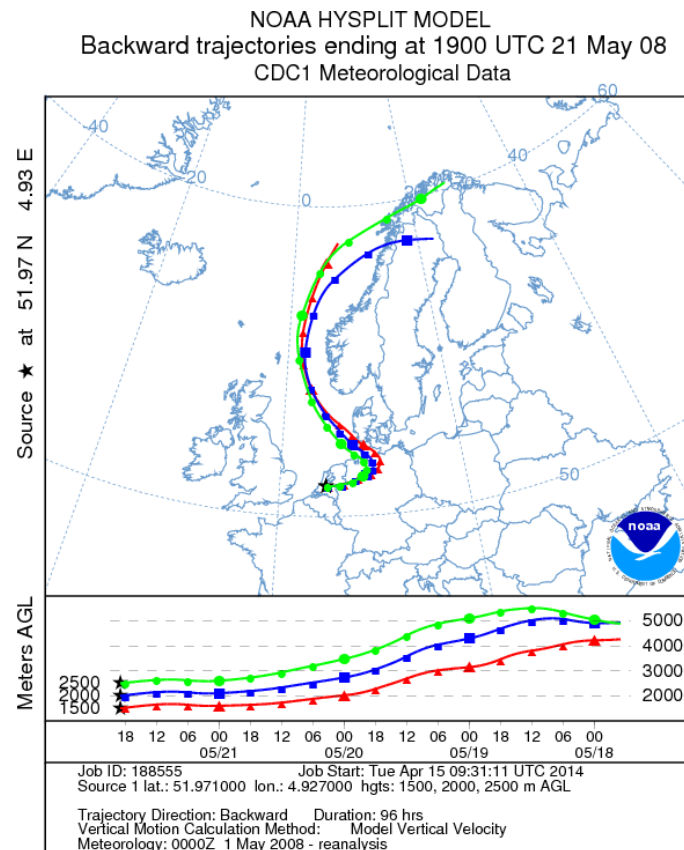


Figura 8.47. Análisis de retro-trayectorias de 96 horas estimadas por el modelo HYSPLIT para el día 21 de mayo de 2008 a las 19h UTC.

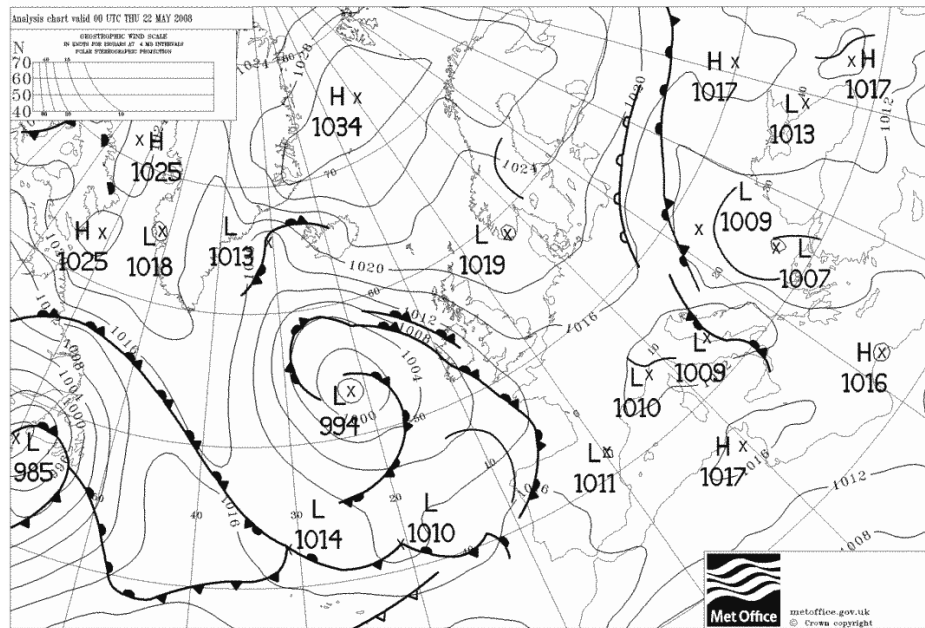


Figura 8.48. Situación sinóptica estimada por el organismo Metoffice el día 21 de mayo de 2008.

Los eventos higroscópicos observados en la estación de Cabauw y que son descritos en este capítulo están publicados en Fernández et al. (2015).

9. Resultados IV. Propiedades ópticas y microfísicas de aerosoles procedentes de un incendio

9.1.- Introducción

A lo largo de la fase experimental recogida en esta memoria se ha analizado de forma adicional un evento accidental sobre un incendio de biomasa, que a priori no estaba fijado como un objetivo en sí de la misma tesis. Sin embargo, debido a la interesante relación existente entre los aerosoles atmosféricos y el vapor de agua observados, se ha llevado a cabo un estudio en profundidad del mismo, que a continuación se expone, pues los procesos de interacción del aerosol atmosférico y el vapor de agua es el área temática fundamental en el que se desarrolla esta memoria.

El interés de estudio de este evento radica en que la troposfera libre es frecuentemente afectada por procesos de quema de biomasa como son los incendios forestales. Más allá de los efectos sobre la calidad del aire y la visibilidad, estos fenómenos son relevantes desde el punto de vista del forzamiento radiativo y su efecto sobre el clima (IPCC, 2013). Kauffman et al. (2005) describen la importancia de las inyecciones en la atmósfera de este tipo de aerosol puesto que modifican la microfísica de nubes de forma apreciable. El incremento de la concentración de esos aerosoles en ciertas capas atmosféricas puede inducir la formación de un mayor número de gotitas pero también una disminución de su tamaño, lo que ocasiona un aumento del tiempo de vida medio de las nubes y de su albedo (Twomey, 1997, Forster et al., 2007, Boucher et al. 2013). En general, estos procesos inducen un forzamiento radiativo negativo, es decir, un efecto de enfriamiento atmosférico, sin embargo la altitud a la que se forman esas nubes puede determinar que el forzamiento sea también positivo.

Las partículas emitidas durante un evento de quema de biomasa pueden potenciar o compensar el efecto de calentamiento de los gases de efecto invernadero emitidos en esa combustión dependiendo del tipo de aerosol generado (Pfister et al., 2008). El material particulado de OC tiene un efecto directo de enfriamiento sobre el clima debido a que estas partículas dispersan eficientemente la luz incidente. Por el contrario, las partículas de CE y también el BC son de especial importancia dada su elevada capacidad para absorber radiación (Hegg et al., 1997; Novakov et al., 1997). Las emisiones que se producen durante la combustión de biomasa estrictamente dependen de las características del material combustible y del tipo de combustión que tenga lugar. Graham et al. (2002) sugieren que el contenido de materia orgánica podría representar hasta el 90% del total de la masa de aerosol emitido, de este modo, los aerosoles generados en los eventos de quema de biomasa tendrían un efecto directo de enfriamiento sobre el clima debido a su elevado ratio OC/CE.

Para mejorar el nivel de conocimiento de los procesos radiativos asociados a los procesos de quema de biomasa es muy importante determinar y caracterizar del mejor modo posible las propiedades del aerosol generado en eventos de este tipo, que asolan amplias regiones de nuestro planeta de manera periódica. En España, el número medio de incendios forestales al año registrados por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (2016) durante el decenio 2005-2014 ha sido de 4950, pero a pesar de esta altísima cifra existe una enorme dificultad, por razones obvias, para realizar una caracterización experimental de los aerosoles producidos. Dado que los incendios forestales suelen ser bastante variables en términos de intensidad, área afectada y duración, y que los penachos de aerosoles generados suelen ser transportados en capas atmosféricas elevadas y siguiendo trayectorias relativamente definidas, la caracterización mediante técnicas de teledetección de los aerosoles presentes en esos penachos es probablemente la mejor opción, aunque su implementación sea generalmente muy difícil, especialmente si se trata de realizar dichas medidas cerca de las áreas fuente.

Como se ha comentado, durante el desarrollo de esta investigación se presentó la oportunidad de realizar una caracterización experimental de los aerosoles producidos durante un incendio forestal producido relativamente cerca de la estación lidar del CIEMAT porque el evento se produjo en coincidencia con las medidas sistemáticas de aerosoles programadas en EARLINET. En este capítulo se presentan los resultados obtenidos al estudiar la evolución de las propiedades ópticas y microfísicas de parte de los aerosoles documentados en esas medidas. Para ello, además del análisis convencional de los datos proporcionados por el lidar y el fotómetro solar de la AEMET, también se utilizó un código denominado LiRIC (Chaikovsky, A., et al. 2012; Chaikovsky et al., 2016), que combina datos obtenidos mediante ambas técnicas de medida para realizar la inversión de las propiedades microfísicas. Gracias a ello, se han podido

obtener evidencias que apuntan a que en el seno del penacho se produce una interacción entre los aerosoles y la humedad presente, similar a la que tiene lugar durante el proceso de formación de nubes.

9.2.- Descripción del evento y caracterización meteorológica

De acuerdo a la información proporcionada por los servicios forestales de la comunidad de Madrid (2012), el 27 de agosto de 2012 a las 9:25h UTC se produjo un incendio forestal en los municipios madrileños de Robledo de Chavela y Valdemaqueda, localizados a una distancia de 65–70 km de la capital en dirección oeste. El incendio fue extinguido el 9 de septiembre de 2012 a las 17:20h UTC. Según la documentación oficial, el área afectada por el incendio fue estimada en $1546 \cdot 10^6 \text{ m}^2$. El 96% de esta superficie era área forestal compuesta por pinos, fresnos, matorral y monte bajo. El 4% restante era superficie urbanizada.

Como consecuencia, cantidades significativas de aerosoles y humo fueron inyectadas en la troposfera libre, y advectadas por la circulación sinóptica en trayectorias que pasaban sobre la ciudad de Madrid. Aunque el penacho principal de aerosoles y humo no pasó por la vertical de la estación lidar de CIEMAT, una ligera fracción del penacho producido en este evento fue dispersado hacia el este, detectándose los aerosoles a 5 km de altura.

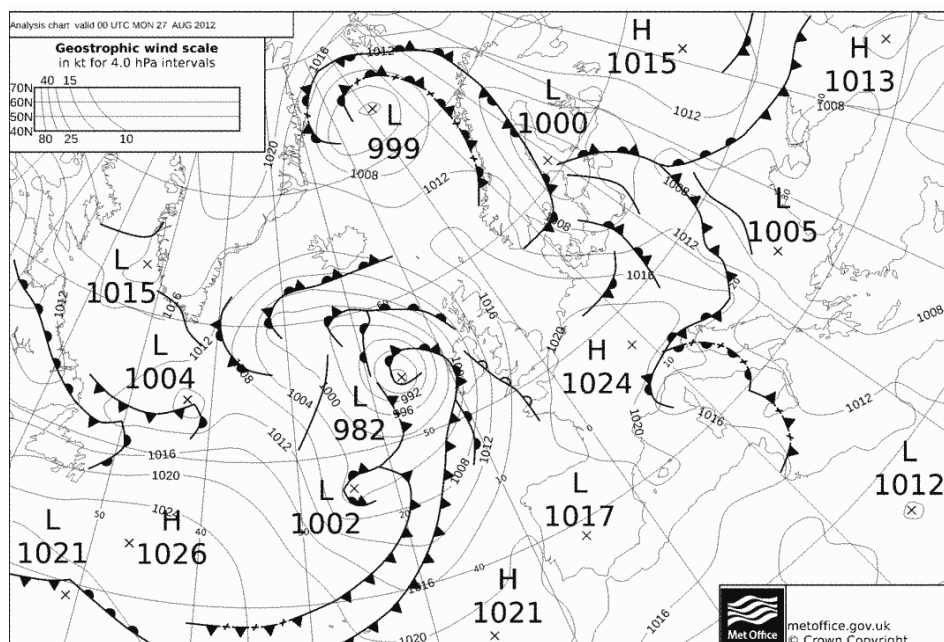


Figura 9.1. Situación meteorológica (metOffice) sobre la península Ibérica el día 27 agosto.

El análisis sinóptico de las condiciones meteorológicas del 27 de agosto (en la figura 9.1) muestra una baja térmica sobre la península Ibérica. Esta situación meteorológica particular, que ha sido perfectamente caracterizada en detalle por Millán et al. (1992), ocurre principalmente en verano cuando durante el día se produce un intenso y rápido calentamiento de la superficie terrestre y de las capas más bajas de la atmósfera. En consecuencia, se produce una zona de bajas presiones de origen térmico que ocasiona fuertes corrientes ascensionales y con frecuencia resulta en la formación de tormentas de verano (Cuadrat and Pita, 1997). La llegada del penacho de aerosoles del incendio forestal hasta una altitud de 4–5 km en una escala temporal tan corta no sólo se debe a la propias características del penacho debido al incendio, sino también a esta situación meteorológica que facilitó aún más el ascenso de los humos hasta estratos atmosféricos superiores.

El siguiente diagrama muestra los lugares de monitorización así como los municipios afectados por el incendio forestal. Debido a que Valdemaqueda y Robledo de Chavela están localizados a una altura de 890 m sobre el nivel del mar y los puntos de monitorización (la estación lidar de Madrid-CIEMAT, AEMET y el aeropuerto de Barajas) se hallan en un rango de altitudes de 633-663 m snm, las diferencias en términos de altura han sido consideradas no relevantes. El modelo HYSPLIT ha sido utilizado para estimar las trayectorias de las masas de aire originadas en el incendio forestal (punto verde representado en la figura 9.2) a tres altitudes diferentes (1500, 3000 y 4500 m sns) a las 12h UTC el 27 de agosto de 2012. Desafortunadamente, las imágenes e información de los satélites TERRA y AQUA no estuvieron disponibles durante este evento.

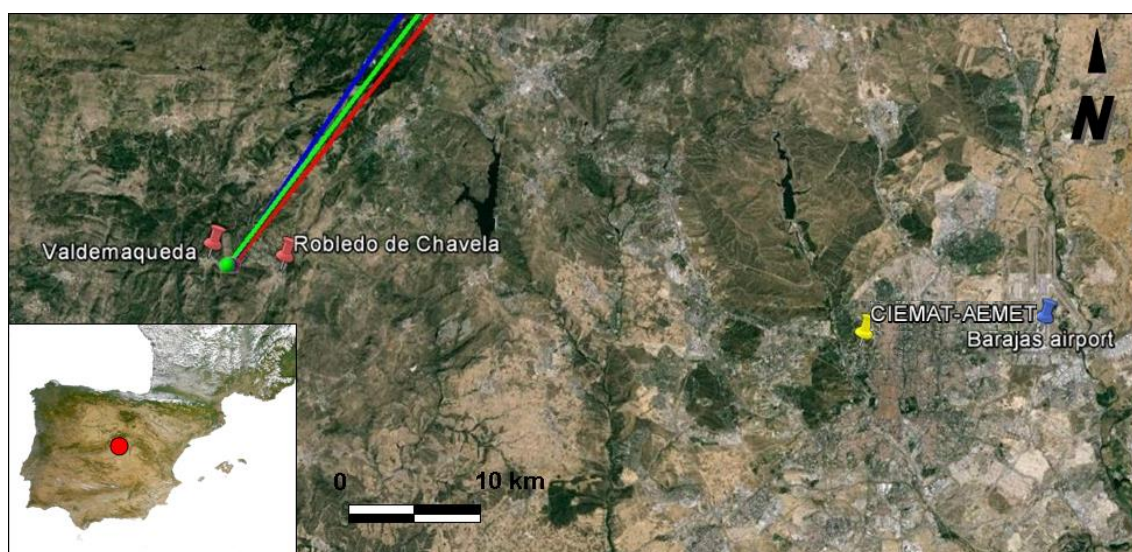


Figura 9.2. Representación de los puntos de muestreo: la estación lidar de Madrid-CIEMAT y AEMET (amarillo) y Barajas (azul); los municipios afectados por el incendio (rojo) (Google Earth). Las trayectorias (modelo HYSPLIT) para el 27 de agosto de 2012 a las 12h UTC parten desde el punto verde y son representadas a tres niveles de altitud: 1500 m (azul), 3000 m (verde), 4500 m (rojo).

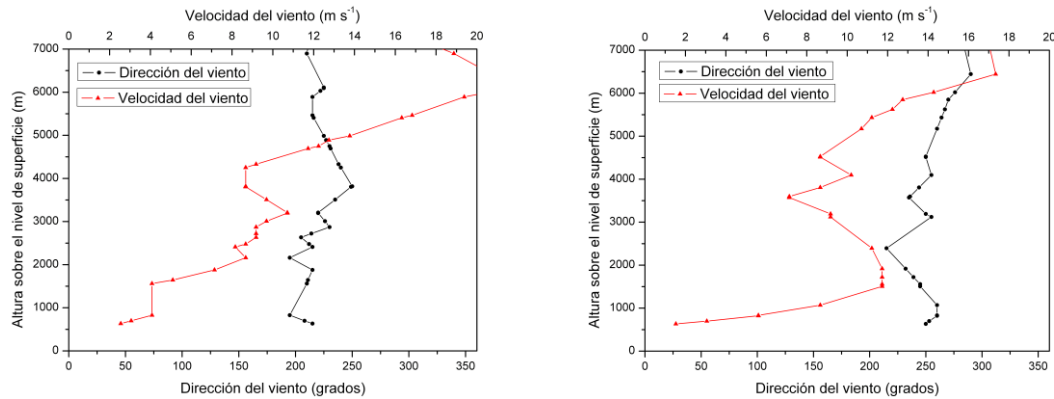


Figura 9.3. Perfil de velocidad y dirección del viento el día 27 de agosto a las 12 h UTC (gráfica izquierda) y el día 28 de agosto a las 00h UTC (gráfica derecha).

En el radiosondeo de Barajas del 27 de agosto de 2012 a las 12h UTC se observa una velocidad de viento horizontal baja a nivel superficial, lo cual apoya la hipótesis de que inicialmente el movimiento seguido por el penacho producido durante el incendio fue principalmente ascendente hasta alcanzar la altitud de 4–5 km. Una vez en ese estrato, seguramente la masa de aire fue transportada en direcciones noreste y este, de acuerdo a los perfiles de dirección de viento (a 4–5 km de altura sns) observados los días 27 de agosto (12h UTC) y 28 de agosto (00h UTC) que se muestran en la figura 9.3.

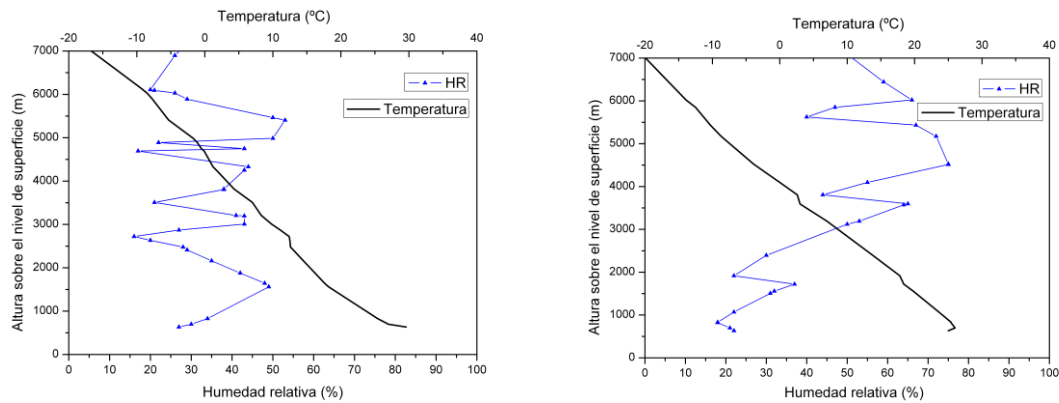


Figura 9.4. Perfil de temperatura y humedad relativa el día 27 de agosto a las 12 h UTC (gráfica izquierda) y el día 28 de agosto a las 00h UTC (gráfica derecha).

El perfil de humedad relativa mostrado en el radiosondeo del día 27 de agosto a las 12h UTC (figura 9.4) muestra que no se superó el valor de 55% en ninguna cota en los primeros 7000m. Se sugiere que la presencia de nubes sobre la columna atmosférica monitoreada por el lidar (en concreto a 4–5 km sns, donde el penacho de aerosoles y humo fue detectada) no es posible y por tanto, las elevadas señales corregidas en rango (a 4–5 km sns) no pueden ser atribuidas a la presencia de nubes (se muestra más adelante en la figura 9.6). Según las características técnicas de la radiosonda Vaisala utilizada en el sondeo, la incertidumbre en la medición de la

temperatura es de 0.5° C y en la humedad relativa es de 5%, por lo que los errores asociados a ambos parámetros en ningún caso pudieron enmascarar un estrato de humedad significativa. Este detalle es importante a la hora de interpretar correctamente los resultados relacionados con el perfil de los coeficientes de backscatter obtenidos con el lidar.

9.3.- Caracterización de los aerosoles mediante instrumentos de detección remota

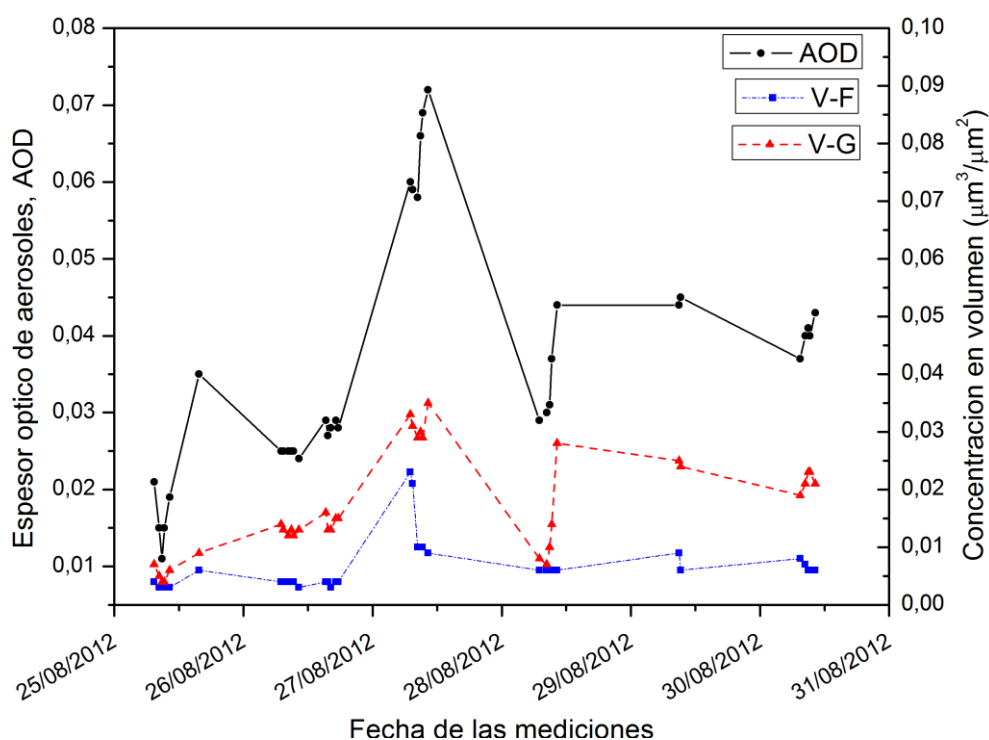


Figura 9.5. Representación de la evolución temporal (25-30 de agosto) del espesor óptico (AOD) y la concentración en volumen del modo fino (V-F) y del modo grueso (V-G) obtenidos por el fotómetro solar de AEMET en Madrid.

La figura 9.5 muestra la evolución del espesor óptico de la atmósfera y la concentración en volumen de los modos fino y grueso del aerosol encontrado en el periodo temporal que abarca desde el 25 hasta el 30 de agosto en Madrid. La abrupta tasa de variación positiva registrada en el espesor óptico el día 27 de agosto coincide con la presencia del penacho de aerosoles y humo procedente del incendio forestal. La concentración en volumen de ambos modos experimentó incrementos similares identificándose siempre que la concentración en volumen del modo grueso siempre fue ligeramente superior a la del modo fino.

Respecto a las medidas lidar, en las figuras 9.6, 9.7 y 9.8 se presentan tres quicklooks de la señal corregida en rango durante tres periodos de medida diferentes (14h-15h UTC y 21h-00h UTC el

día 27 de agosto y 0:53–3:22h UTC el día 28 de agosto). Se muestran los resultados del canal 1064 nm por ser la longitud de onda menos afectada por la contribución molecular de los compuestos gaseosos de la atmósfera. La señal corregida en rango mostró un incremento significativo en torno a 4–5 km sns en determinados momentos de las tres mediciones lidar comentadas.

De acuerdo a la exploración atmosférica mediante radiosonda efectuada el día 27 de agosto a las 12h UTC, el rango de velocidad de viento fue de 30–40 km h⁻¹ a 4–5 km de altura sns. Asimismo, la dirección de viento predominante a esa altitud tenía dirección noreste (225°). Posteriormente, la dirección predominante del viento a 4–5 km sns cambió prácticamente a componente este (260°) según refleja el radiosondeo del 28 de agosto a las 00h UTC.

Debido a que la estación lidar de Madrid-CIEMAT se encuentra localizada al este del área en donde se produjo el incendio, es perfectamente plausible que el viento transportase el penacho hacia la posición de la columna atmosférica monitoreada por el lidar, puesto que la primera medida lidar fue realizada a las 14h UTC del día 27 de agosto. Además, el espesor óptico de la atmósfera y las concentraciones en volumen de ambos modos revelaron un incremento significativo del contenido de aerosol en la atmósfera el día 27 de agosto cuando se compara con los días previos y subsiguientes. Estos hechos permiten justificar plenamente que los aerosoles observados tanto por el lidar como por el fotómetro solar proceden de la combustión de biomasa transportados a través de la troposfera libre hacia la vertical de la estación lidar de Madrid-CIEMAT.

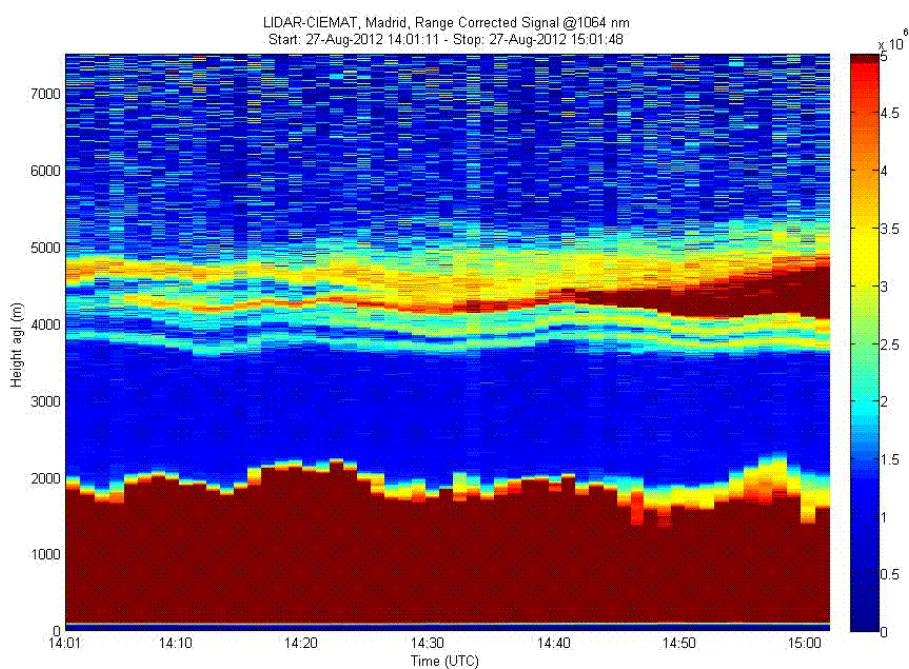


Figura 9.6. Señal corregida en rango en la longitud de onda de 1064 nm el día 27 de agosto (14–15h UTC).

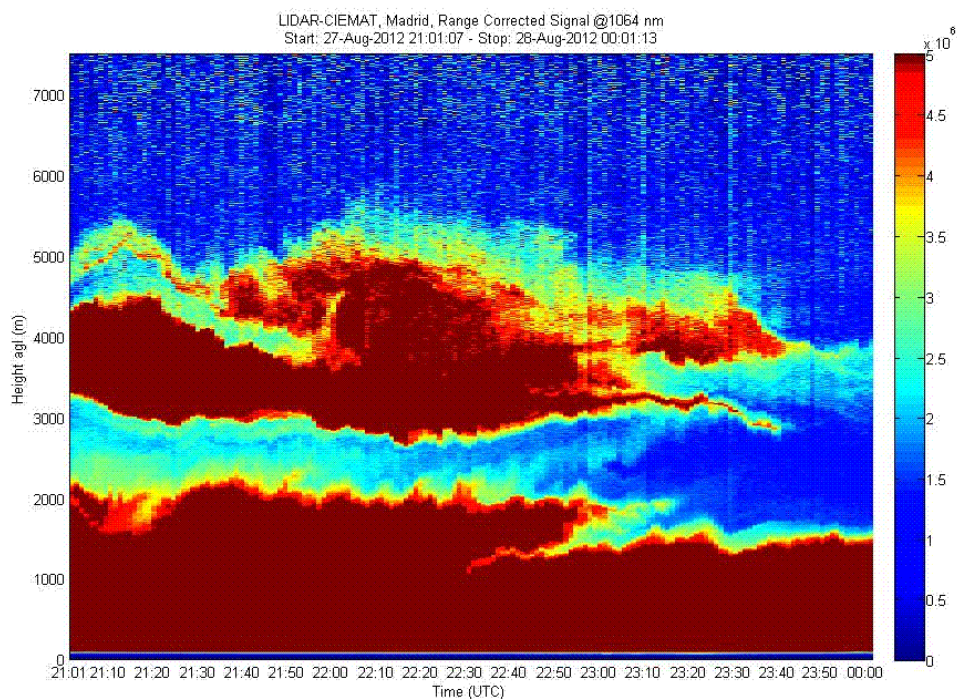


Figura 9.7. Señal corregida en rango en la longitud de onda de 1064 nm el día 27 de agosto (21–00h UTC).

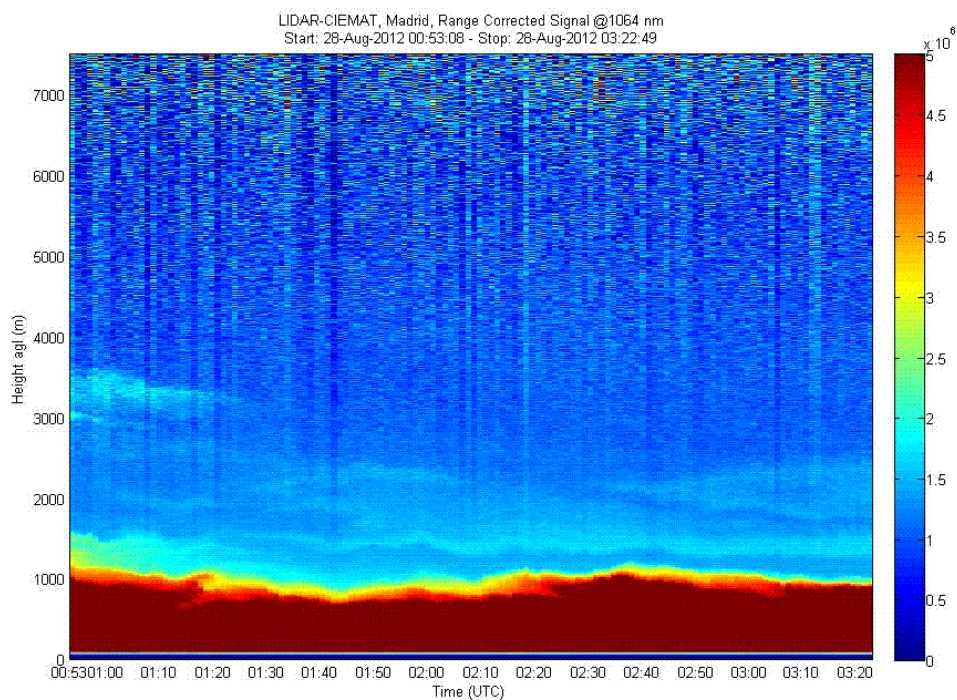


Figura 9.8. Señal corregida en rango en la longitud de onda de 1064 nm el día 28 de agosto (0:53–03:20h UTC).

Respecto a las observaciones lidar, las dos primeras mediciones (medidas regulares) fueron efectuadas de acuerdo al programa de medidas establecido por EARLINET y la tercera medición es una observación programada en coincidencia con el paso nocturno del satélite

CALIPSO sobre la columna atmosférica que es explorada habitualmente por la estación lidar de Madrid-CIEMAT. La llegada del penacho de aerosoles de biomasa quemada advechado desde el lugar en que se produjo el incendio forestal es observado en los dos primeros quicklook representados. Así, el quicklook registrado entre 14–15h UTC muestra un rápido incremento de la señal corregida en rango en el estrato comprendido entre 4–5 km sns que se va haciendo más intenso conforme nos acercamos al final de la medición. Posteriormente, el penacho de aerosoles es registrado otra vez en el mismo rango de alturas de acuerdo a la representación del segundo quicklook, que muestra la medición lidar efectuada entre las 21h y las 00h UTC. No obstante, las características del penacho registrado cambió en cierta medida en términos de espesor y estabilidad. El estrato atmosférico con una elevada carga de aerosoles procedente del incendio no fue detectado en la medición posterior, puesto que el tercer quicklook (0:53h–3:22h UTC) presenta una troposfera libre de aerosoles. Asimismo, a lo largo de los días subsiguientes no se volvió a observar la presencia de aerosoles en la columna atmosférica monitoreada por la estación lidar de Madrid-CIEMAT que pudieran estar asociados al incendio forestal.

A continuación, los perfiles de los coeficientes de backscatter son inferidos a partir de las exploraciones lidar realizadas en el periodo temporal que abarca de 14–15h UTC, considerando un periodo de promediado de la señal lidar de 30 minutos. Esta inversión es calculada mediante el algoritmo de Klett-Fernald y LIRIC, dado que este último código también estima la distribución vertical del coeficiente de backscatter. Ambas estimaciones se presentan en el gráfico siguiente con el objeto de comparar el grado de acuerdo de las soluciones de ambos algoritmos. Las barras de error no son reflejadas en estas gráficas porque se pretende representar ambos conjuntos de perfiles de la forma más clara, no obstante, las barras de error son mostradas en las inversiones nocturnas para caracterizar al menos el orden de magnitud de las mismas en las soluciones halladas.

Los perfiles de los coeficientes de backscatter están truncados a una altitud de 1500 m sns debido a una altura de solapamiento en el canal 532 nm excepcionalmente mucho mayor de la habitual. Los canales 355 y 1064 presentaron su altura de solapamiento usual, establecida en torno a 450 y 300 m sns respectivamente. La distribución vertical de los coeficientes de backscatter en cada longitud de onda fue invertida satisfactoriamente a partir de la altura de solapamiento de cada uno de los canales, sin embargo, sólo se ha representado su distribución vertical a partir de 1500 m, dado que esta cota fue la mayor altura de solapamiento de los tres canales analizados.

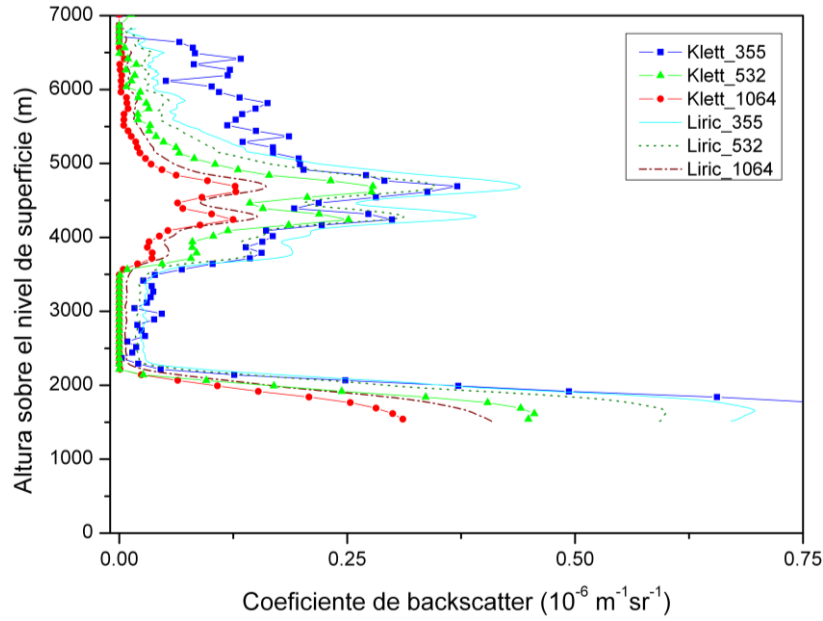


Figura 9.9. Perfil vertical de los coeficientes de backscatter (355, 532, 1064 nm) inferidos mediante el código LIRIC y el algoritmo de Klett-Fernald para el periodo 14-14:30h UTC el día 27 de agosto de 2012. Las lidar ratios en las longitudes de 355, 532 y 1064 nm son respectivamente 83.9, 59.4 y 46.8 sr.

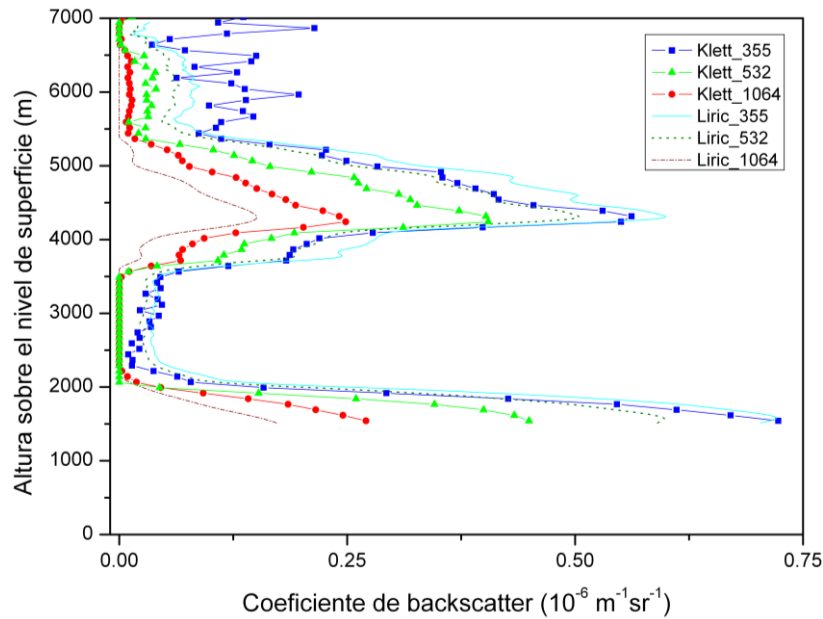


Figura 9.10. Perfil vertical de los coeficientes de backscatter (355, 532, 1064 nm) inferidos mediante el código LIRIC y el algoritmo de Klett-Fernald para el periodo 14:30-15h UTC el día 27 de agosto de 2012. Las lidar ratios en las longitudes de 355, 532 y 1064 nm son respectivamente 83.9, 59.4 y 46.8 sr.

Asimismo, las integrales de los perfiles verticales de la concentración en volumen, calculada para los modos fino y grueso, se ajustan perfectamente a sus respectivos modos de la concentración en volumen de toda la columna atmosférica, que son respectivamente $0.009 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ y $0.035 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$. Dado que el código LIRIC emplea la distribución vertical de los

coeficientes de backscatter y la concentración en volumen de los modos fino y grueso como datos de entrada en el algoritmo, ambas variables están estrechamente ligadas para encontrar una solución. En otras palabras, el perfil vertical de la concentración en volumen de cada modo depende estrictamente de la distribución vertical del coeficiente de backscatter hallado a partir del procesamiento de la señal lidar (mediante el algoritmo de Klett-Fernald) y de la concentración en volumen integrada de cada modo. Considerando que el grado de acuerdo encontrado entre los perfiles verticales y las cantidades integradas de las variables evaluadas (coeficiente de backscatter y concentración en volumen) es razonable, se considera que la inversión LIRIC es totalmente adecuada.

De esta forma, se estimó una lidar ratio de 83.9 sr en la longitud de onda de 355 nm y de 59.4 sr en 532 nm. En otros estudios, los valores de las lidar ratios obtenidas para aerosoles producidos en eventos de combustión presentan también valores comprendidos en un rango muy amplio. Por ejemplo en Alados-Arboledas et al. (2011) estimaron unas lidar ratios comprendidas entre 60–65 sr en las longitudes de onda 355 y 532 nm en casos de aerosol fresco producido en eventos de combustión de biomasa pero otros autores (Amiridis et al., 2009) hallaron valores de lidar ratio que fluctuaban desde 40 hasta casi 100 sr (en la longitud de onda de 355 nm) en penachos de humos con un tiempo de vida que oscilaba entre 7 y 16 días. Müller et al. (2005) documentaron valores de 21–67 sr en la longitud de onda de 355 nm para penacho de combustión de biomasa advechados desde América del Norte y Siberia que llegaban a Alemania después de 2.5 semanas de tiempo de transporte. Sin embargo, debe mencionarse que los valores de lidar ratio hallados en este estudio no son directamente comparables debido a que son valores integrados de lidar ratio para toda la columna atmosférica explorada y no únicamente para el penacho de humo y aerosoles objeto de estudio.

Como ya se ha comentado, los coeficientes de backscatter elevados detectados a 4–5 km sns son los que se atribuyen a los aerosoles procedentes del incendio forestal. Dichos coeficientes de backscatter se ven incluso incrementados a esa altitud para la segunda parte de la medida analizada (desde las 14:30 hasta las 15h UTC). En las figuras 9.11 y 9.12 se muestran las concentraciones en volumen de los modos fino y grueso estimados mediante el código LIRIC en dos periodos de 30 minutos para la medida lidar comprendida en el espacio temporal 14–15h UTC del 27 de agosto de 2012.

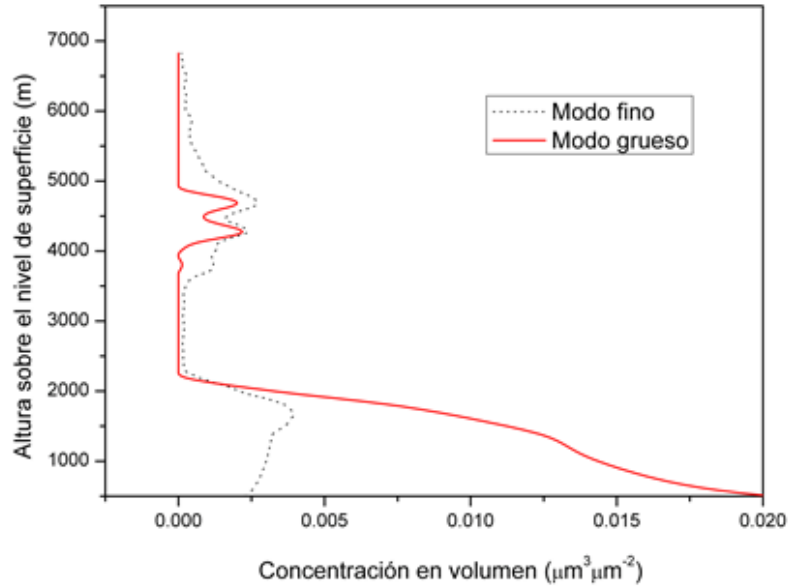


Figura 9.11. Distribución vertical de la concentración en volumen de los modos fino y grueso estimado por el código LIRIC para el periodo comprendido entre 14-14:30h UTC el día 27 de agosto de 2012.

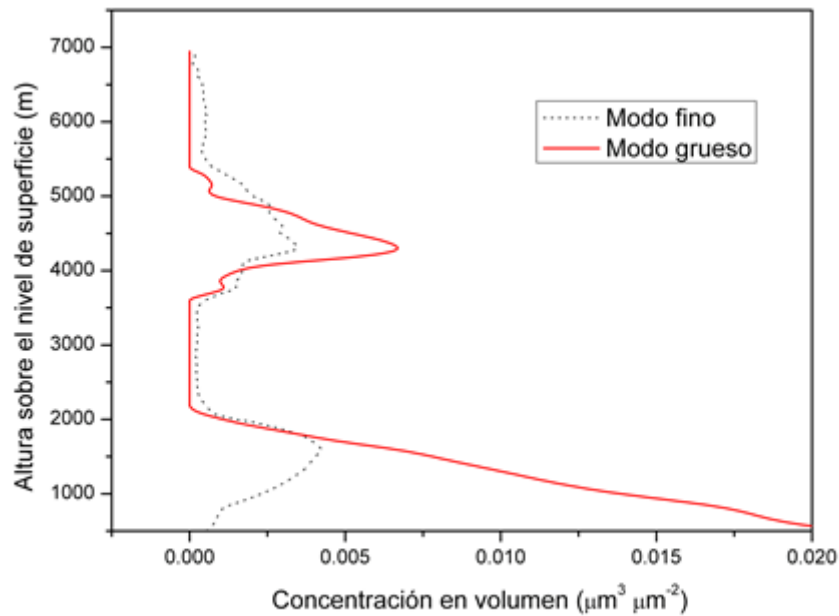


Figura 9.12. Distribución vertical de la concentración en volumen de los modos fino y grueso estimado por el código LIRIC para el periodo comprendido entre 14:30-15h UTC el día 27 de agosto de 2012.

Cómo se observa en las inversiones de las figuras 9.11 y 9.12, el estrato atmosférico, que abarca hasta los 2 km de altura sobre el nivel de superficie terrestre, está compuesta principalmente de aerosol en el modo grueso. Tan sólo una pequeña fracción de aerosol en el modo fino es reconocible en esta capa de la atmósfera. Respecto a la evolución temporal de los modos fino y grueso del aerosol explorados, no se aprecian cambios significativos entre los dos periodos de la

medida lidar evaluada (14–14:30 y 14:30–15h UTC). Sin embargo, cuando se trata del estrato atmosférico localizado a 4–5 km de altura sns, región de la atmósfera en la que se detecta el penacho de aerosoles procedente del incendio forestal, ciertos cambios en las propiedades microfísicas del aerosol (concentración en volumen del modo fino y grueso) son distinguidos cuando se comparan los dos periodos evaluados y que están promediados 30 minutos. La primera inversión LIRIC (14–14:30h UTC) indica que la concentración en volumen de los modos fino y grueso a 4–5 km sns están en una proporción similar. Sin embargo, la concentración en volumen del modo grueso se vuelve dominante sobre el modo fino para la segunda inversión LIRIC (14:30–15h UTC) y esto puede ser debido a diferentes razones.

En primer lugar, la tasa de emisión de aerosol estrictamente depende de la evolución del incendio forestal. Debido a que las condiciones de dichos incendios tienden a ser bastante variables, los cambios observados en la concentración en volumen de cada uno de los modos podrían ser atribuidos a esta variabilidad, que induciría cambios sobre el tipo de aerosoles primarios producidos. En segundo lugar, los regímenes de vientos podrían determinar no sólo la cantidad de aerosoles sino también su distribución por tamaños cuando alcanzan la columna atmosférica monitoreada por el sistema lidar. Este hecho podría también explicar la fluctuación identificada en las concentraciones en volumen (de los modos fino y grueso). Por último, pero no menos importante, los aerosoles producidos podrían estar captando agua presente en el penacho del incendio aunque probablemente su crecimiento higroscópico no debería ser demasiado elevado según se expone a continuación.

Desde hace décadas se ha documentado que los aerosoles emitidos durante los procesos de combustión de biomasa se comportan como núcleos de condensación de forma muy eficiente en condiciones de supersaturación superiores a 0.5% (Warner and Twomey, 1967) y algunos de ellos incluso llegan a activarse en condiciones de supersaturación de 0.05% (Rogers et al., 1991). No obstante, este tipo de aerosol ha demostrado tener un bajo crecimiento higroscópico cuando es expuesto a condiciones de humedad relativa elevadas aún a pesar de su elevada capacidad para actuar como eficiente núcleo de condensación. Kotchenruther and Hobbs (1998) hallaron que dichos aerosoles ocasionaban un incremento en la dispersión de la luz entre 1.15–1.30 veces (para una humedad relativa superior al 80%) comparada con condiciones secas (humedad relativa inferior al 35%), observándose un factor de crecimiento higroscópico significativamente inferior al factor observado para los sulfatos. Otros estudios de incendios llevados a cabo en la sabana africana y en Canadá sugieren que un factor de crecimiento higroscópico de 1.4 podría ser hallado (Formenti et al., 2002). Estos resultados llevarían a un incremento en tamaño de menos del 12% considerando que la dispersión de la luz en el rango visible es lineal con el

volumen de las partículas en el rango de tamaños típicos del aerosol producido en eventos de incendio (diámetro medio aproximado de 0.3 μm).

Por otra parte, los estudios que evaluaron el factor de crecimiento higroscópico por medio de un HTDMA concluyen que se observan diferencias significativas en los resultados hallados que dependen naturalmente de las características del material biocombustible. Carrico et al. (2010) sugieren que el aerosol de menor carácter higroscópico es encontrado en la combustión de pinos; por el contrario, el aerosol procedente de la combustión del matorral y el monte bajo se revela como el de mayor carácter higroscópico cuando se evalúan los eventos de quema de biomasa. Debido a que la vegetación quemada en el incendio forestal que se analiza estaba conformada por pinos, fresnos, matorral y montebajo en proporciones similares, un factor higroscópico medio puede ser asumido de acuerdo a las observaciones de Carrico et al.

A pesar de que en este caso de estudio no es esperable un gran crecimiento higroscópico del aerosol por todas las razones ya mencionadas, este tipo de aerosoles sí deben considerarse como núcleos de condensación bastante efectivos. Las observaciones de concentración de la columna de vapor de agua inferida a partir de la técnica de fotometría solar registraron un incremento súbito de dicha variable alrededor de las 14h UTC el día 27 de agosto de 2012. Esta tasa de variación positiva fue únicamente hallada en los datos de nivel de calidad 1.0 de AERONET, dado que los datos de nivel de calidad 1.5 se obtienen después de aplicar el algoritmo de eliminación de nubes "cloud-screening". La estación lidar de Madrid-CIEMAT detectó nubes más allá de los 8 km de altura sns, sin embargo el incremento de la columna de vapor de agua no debería ser atribuido a estas nubes, pues normalmente están formadas por cristales de hielo. Por ello, se considera que el algoritmo de eliminación de nubes de AERONET podría haber borrado de forma incorrecta los valores de la columna de vapor de agua en los datos de nivel de calidad 1.5. La explicación más probable para explicar el incremento de la columna de vapor de agua observado en los datos de nivel de calidad 1.0 es que estuvieran relacionados con el vapor de agua presente en el penacho procedente del incendio forestal. Por esta razón, se considera que hay una plausible conexión entre los cambios observados en la concentración en volumen de los modos fino y grueso y la capacidad de este aerosol para captar agua. De este modo, el fenómeno higroscópico podría explicar al menos en parte la evolución observada en los perfiles de concentración en volumen (modo fino y grueso).

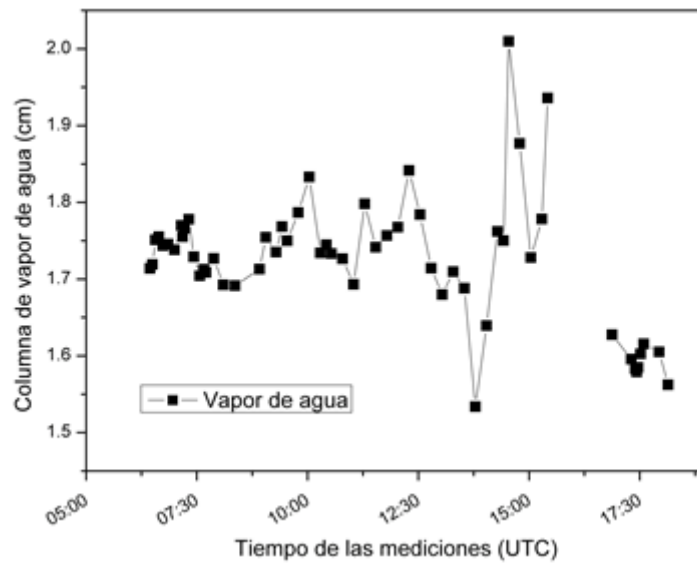


Figura 9.13. Concentración de la columna de vapor de agua registrada por el fotómetro solar de la AEMET el día 27 de agosto de 2012. Nivel de calidad de datos 1.0.

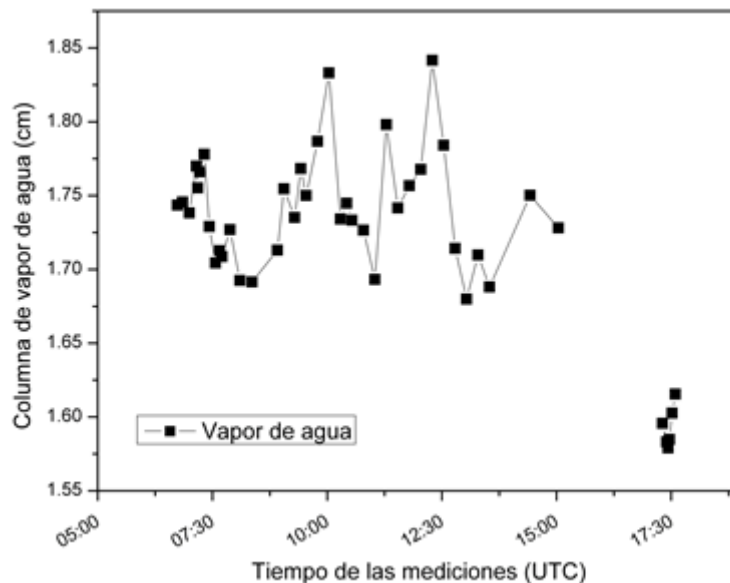


Figura 9.14. Concentración de la columna de vapor de agua registrada por el fotómetro solar de la AEMET el día 27 de agosto de 2012. Nivel de calidad de datos 1.5.

Por otra parte, los β -exponentes de Ångström han sido calculados para el par de longitudes de onda de 532/355 nm y 1064/532 nm según se muestra en las figuras siguientes. Los β -exponente de Ångström correspondientes al estrato atmosférico 2–3.5 km sns para los periodos de la medida lidar ya mencionados no son mostrados debido a que la ausencia de aerosoles ocasiona unos coeficientes de backscatter demasiado bajos que consecuentemente producen unos β -exponente de Ångström con una relación señal-ruido muy baja. Asimismo, en la capa de aerosoles procedente del evento de quema de biomasa localizada a 4–5 km sns se registró una disminución drástica de los β -exponente de Ångström en los pares de longitudes de onda durante el periodo de medidas lidar comprendido entre 14–14:30h UTC. De esta forma, como resultado de que las partículas crezcan, el proceso de backscattering se vuelve más intenso en

longitudes de onda mayores lo que lleva a una disminución del β -exponente de Ångström. Esta observación está en consonancia con las inversiones efectuadas por la técnica de fotometría solar de AERONET. Según se muestra en la figura 9.17, el exponente de Ångström inferido para toda la columna atmosférica explorada por el fotómetro solar para el par de longitudes de onda 440/870 nm experimenta también un descenso abrupto en el espacio temporal comprendido desde las 10h UTC hasta las 14h UTC.

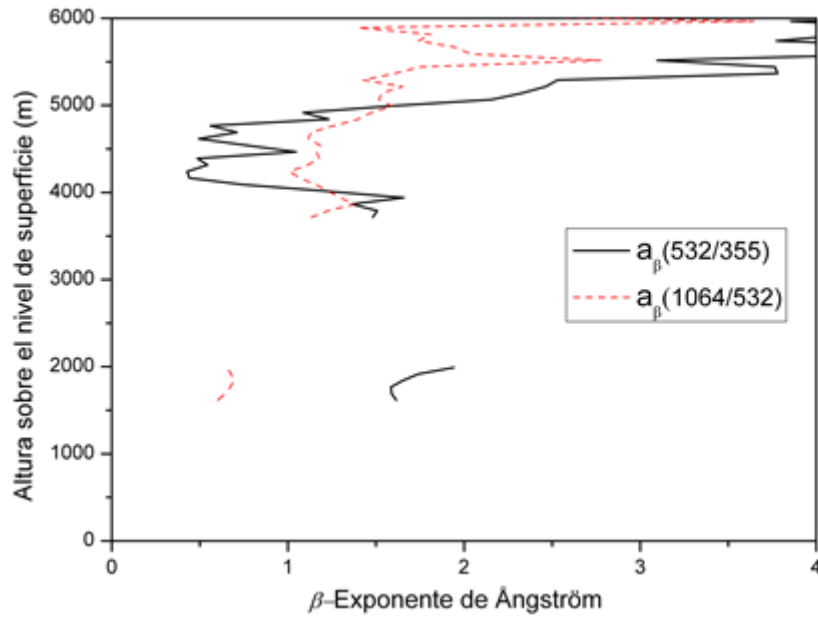


Figura 9.15. Perfil vertical de los β -exponente de Ångström para el periodo establecido entre las 14h y 14:30h UTC del día 27 de agosto de 2012.

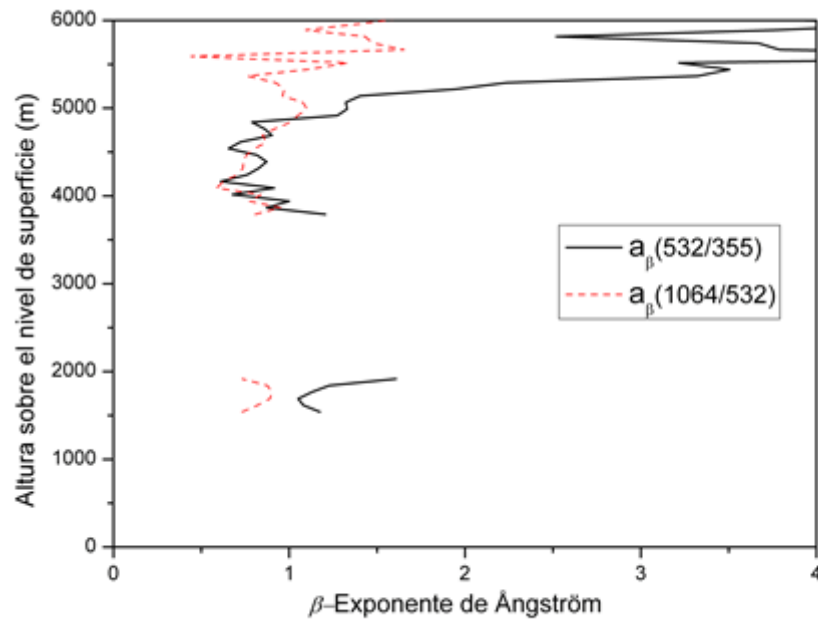


Figura 9.16. Perfil vertical de los β -exponente de Ångström para el periodo establecido entre las 14:30h y 15h UTC del día 27 de agosto de 2012.

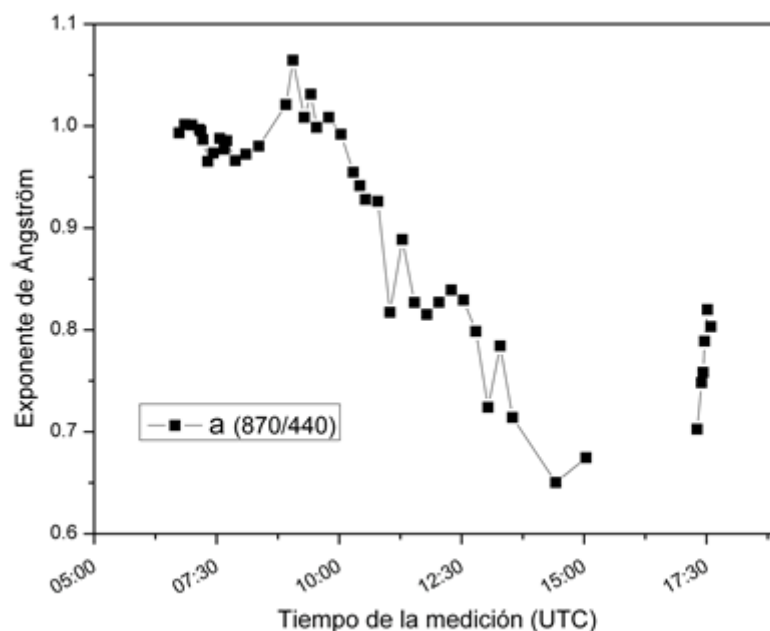


Figura 9.17. Evolución temporal del exponente de Ångström observado por el fotómetro solar de la AEMET el día 27 de agosto de 2012.

Respecto a las mediciones lidar nocturnas, dos exploraciones fueron efectuadas en los siguientes espacios temporales: 21:00–0:00h UTC del 27/08/12 y 0:53–3:22h UTC del 28/08/12. Las señales lidar fueron promediadas en periodos de 30 minutos, seleccionándose los periodos más representativos de la evolución del penacho del incendio forestal que se detectó entre 3 y 5 km de altura sns De este modo, los periodos analizados comprenden los siguientes rangos temporales: 21–21:30, 22–22:30 UTC del 27 de agosto y 2:52–3:22h UTC del 28 de agosto. Durante estos periodos nocturnos no fue posible realizar inversiones LIRIC al requerir medidas de fotometría solar. Sin embargo, la distribución vertical de la razón de mezcla de vapor de agua y el perfil de humedad pudieron ser obtenidas a partir de las señales lidar Raman y la distribución vertical de la presión y temperatura registrada mediante los radiosondeos lanzados desde Barajas.

Analizando las siguientes figuras (perfiles verticales de los coeficientes de backscatter registrados en el periodo nocturno), se advierte que la altura de transporte del penacho de aerosoles procedente del incendio forestal pasó de los 4 hasta los 3 km si se compara con la medida previa diurna. A partir de las mediciones lidar nocturnas, se aprecia una interesante relación entre los perfiles verticales de los coeficientes de backscatter y la distribución vertical de la humedad relativa inferidos. Así, el perfil de humedad relativa alcanzó el valor del 80% en el estrato atmosférico localizado a 3–4 km de altura durante el periodo de 21–21:30h UTC. Posteriormente, el perfil de humedad relativa osciló entre valores de 70–80% a 3–5 km de altura en el periodo de medida estudiado entre 22h y 22:30h UTC. Los respectivos perfiles de los

coeficientes de backscatter describieron exactamente la misma capa atmosférica en términos de localización y espesor en cada uno de los periodos de medida considerados. De esta forma, las observaciones descritas sustentan la hipótesis de que el penacho de combustión alcanzó la zona de medida con un alto contenido en aerosoles y vapor de agua.

De hecho, Parmar et al. (2008) afirman que el contenido de humedad de la biomasa fresca, en concreto aquella que procede de pinos, contribuye significativamente al contenido de vapor de agua hallado en las emisiones de combustión de biomasa, y sugieren que dicha contribución de vapor de agua podría influenciar el comportamiento de las plumas de incendio y las nubes de pyro-cumulus, aunque todavía se requiere un mayor número de observaciones de estos procesos. Así, las mediciones lidar que se presentan en este capítulo contribuyen a proporcionar una nueva evidencia de que los penachos de combustión de biomasa tienen un notable potencial de formación de nubes dado su alto contenido en aerosoles y vapor de agua.

Cuando se analizan las figuras 9.22 y 9.23, el penacho de quema de biomasa casi ha desaparecido aunque una capa muy débil todavía permanece en torno a 1-3 km de altura de acuerdo a los perfiles de los coeficientes de backscatter. Debe mencionarse que los registros de la humedad relativa observada a 1 km de altura sns, es muy baja pero se incrementa de nuevo en coincidencia con la débil capa de aerosoles.

A partir de las observaciones realizadas, existe una relación plausible entre la humedad relativa y los perfiles de los coeficientes de backscatter. En este caso el β -exponente de Ångström (532/355) mostró una disminución sustancial cuando el perfil de humedad relativa registraba valores elevados (en los periodos: 21-21:30 y 22-22:30h UTC). Así, el β -exponente de Ångström (532/355) alcanzó valores próximos a 0, siendo el registro más bajo cuando se compara con las observaciones lidar diurnas. Esto indica que los aerosoles de menor tamaño son los que probablemente incrementaron más su tamaño por higroscopicidad. La situación cambió posteriormente y los β -exponentes de Ångström de ambos pares de longitudes de onda mostraron valores próximos a 2 en el estrato atmosférico comprendido entre 1-3 km para el periodo analizado entre 2:52-3:22h UTC, lo que significa que estos aerosoles podrían ser de menor tamaño que los hallados en las mediciones previas. Esta observación es probablemente debida a la no existencia de crecimiento higroscópico puesto que los valores de la humedad relativa a 1-3 km de altura sns no son tal elevados como en las exploraciones lidar anteriores.

En comparación, Alados-Arboledas et al. (2011) hallaron un β -exponente de Ångström (532/355) de 1-1.5 en un penacho de combustión de biomasa que contenía aerosol fresco. De acuerdo a este estudio la distribución de tamaños de los aerosoles encontrados en dicho

penacho presentaba un modo predominante de acumulación. Otros estudios han registrado valores del β -exponente de Ångström (532/355) de aproximadamente 1 para aerosoles envejecidos producidos en eventos de combustión de biomasa. (Wandinger et al., 2002; Müller et al., 2005).

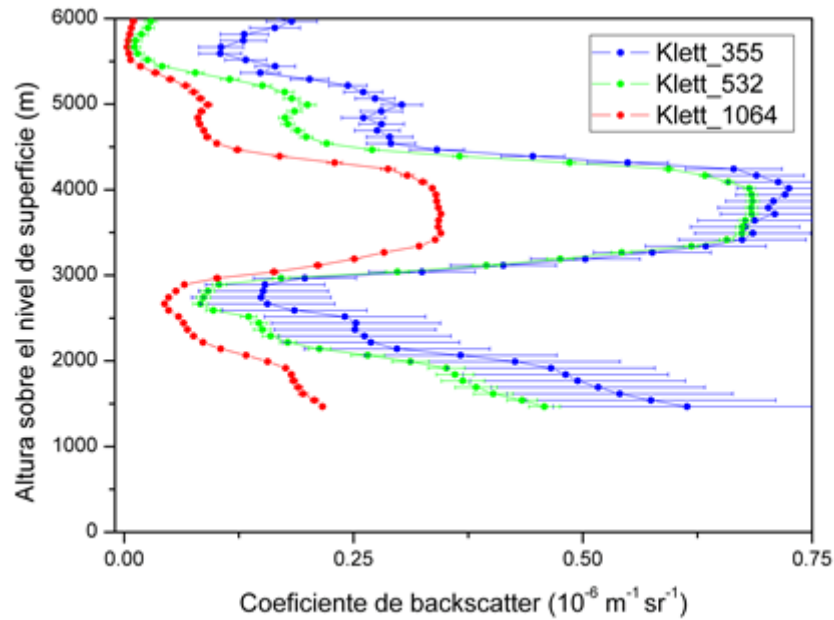


Figura 9.18. Perfil vertical de los coeficientes de backscatter (355, 532 y 1064 nm) para el período establecido entre 21–21:30h UTC el día 27 de agosto de 2012.

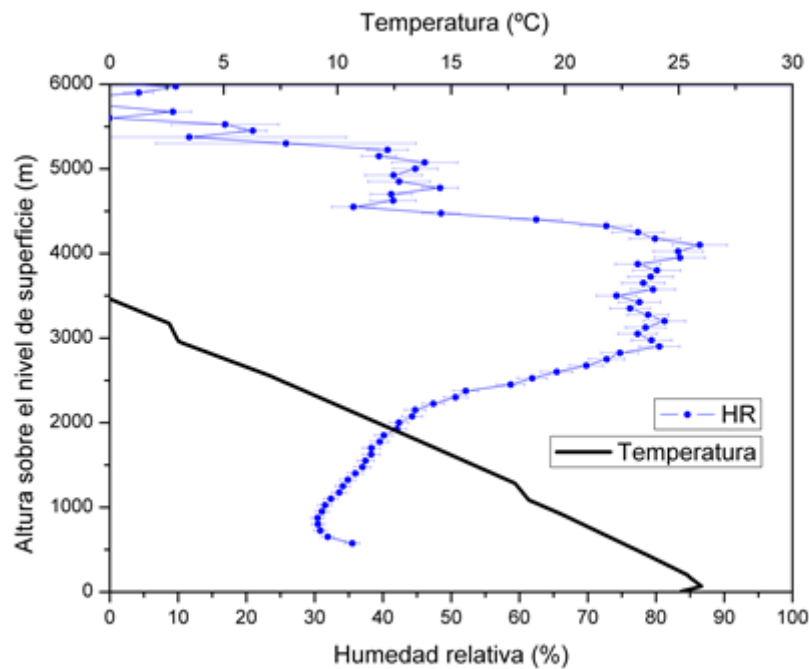


Figura 9.19. Perfil vertical de la humedad relativa (estimado a partir de la observación Raman lidar de vapor de agua) y de la temperatura (registrada por el radiosondeo) para el período establecido entre 21–21:30h UTC el día 27 de agosto de 2012.

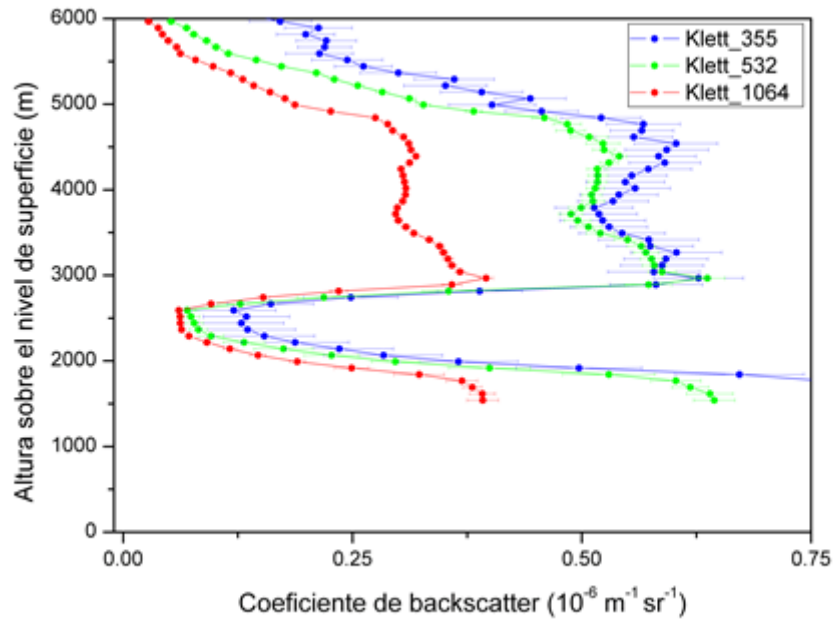


Figura 9.20. Perfil vertical de los coeficientes de backscatter (355, 532 y 1064 nm) para el período establecido entre 22–22:30h UTC el día 27 de agosto de 2012.

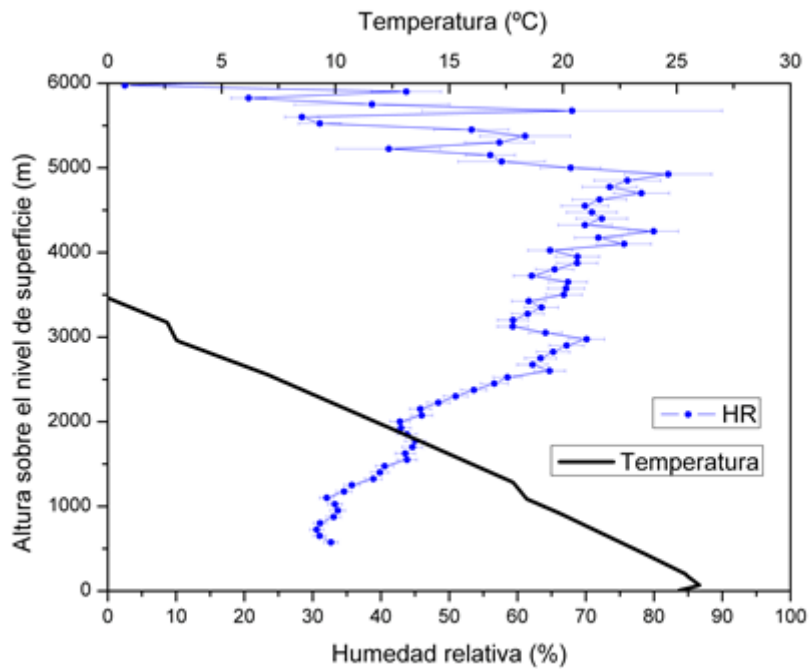


Figura 9.21. Perfil vertical de la humedad relativa (estimado a partir de la observación Raman lidar de vapor de agua) y de la temperatura (registrada por el radiosondeo) para el período establecido entre 22–22:30h UTC el día 27 de agosto de 2012.

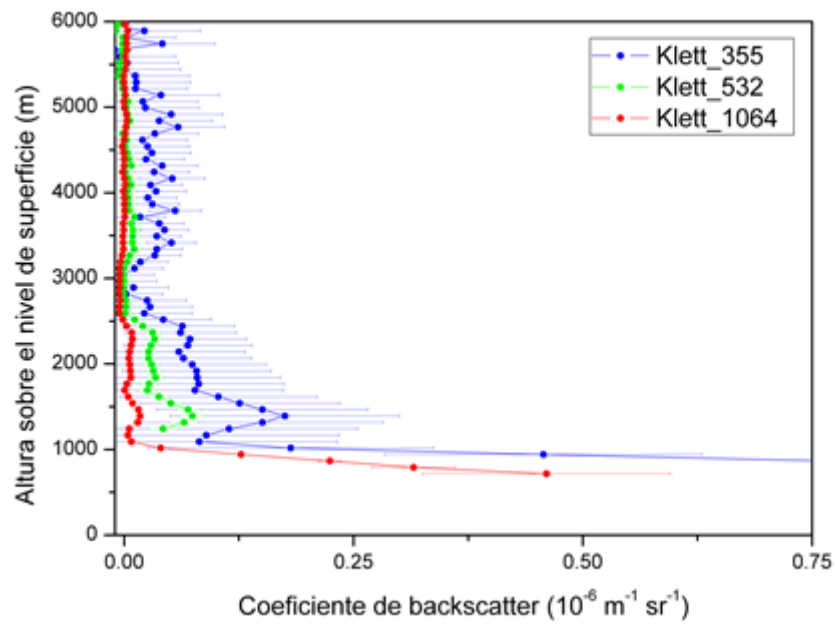


Figura 9.22. Perfil vertical de los coeficientes de backscatter (355, 532 y 1064 nm) para el período establecido entre 02:52–03:22h UTC el día 28 de agosto de 2012.

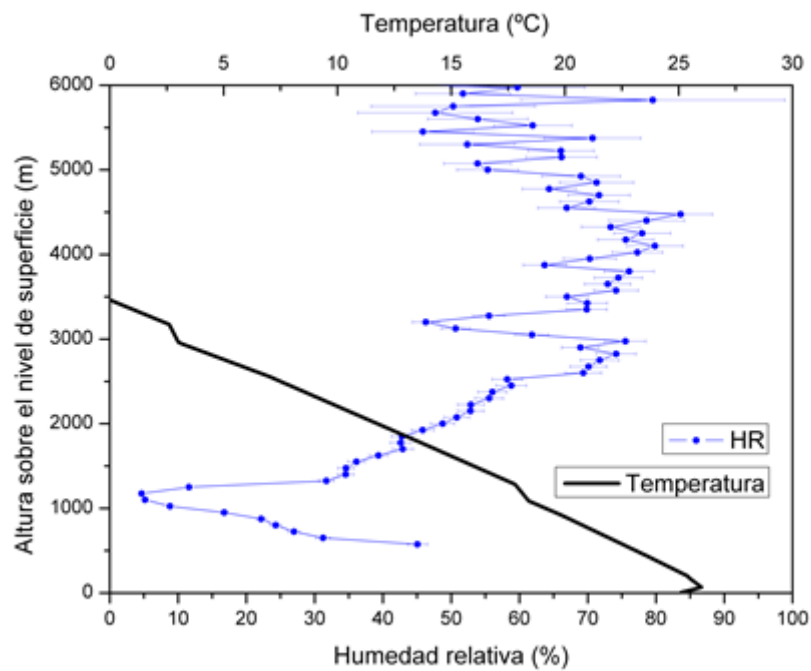


Figura 9.23. Perfil vertical de la humedad relativa (estimado a partir de la observación Raman lidar de vapor de agua) y de la temperatura (registrada por el radiosondeo) para el período establecido entre 02:52–03:22h UTC el día 28 de agosto de 2012.

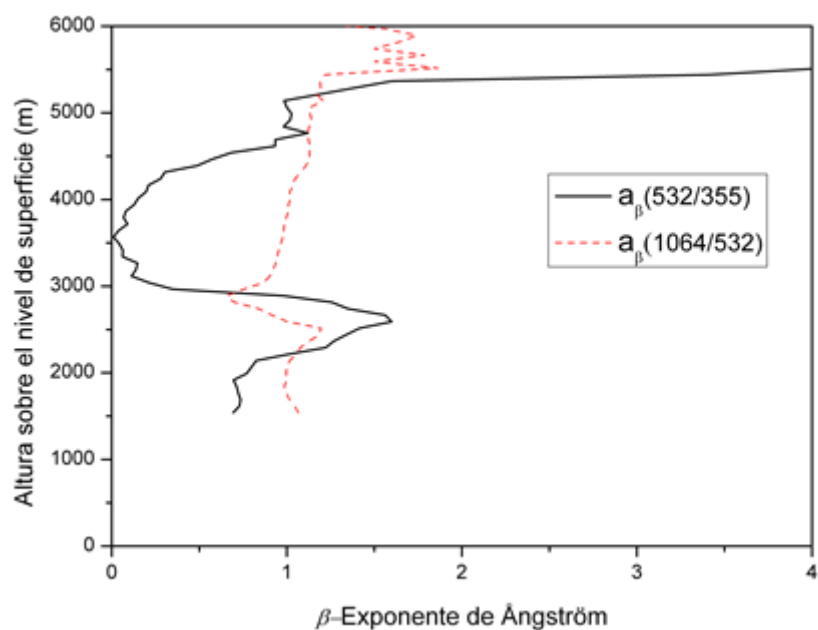


Figura 9.24. Perfil vertical de los β -exponente de Ångström para el período establecido entre 21–21:30h UTC el día 27 de agosto de 2012.

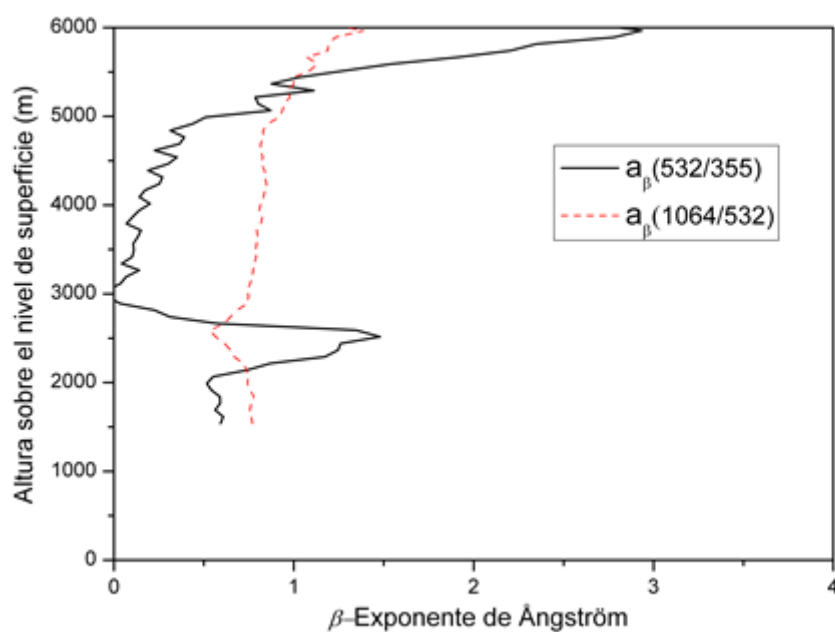


Figura 9.25. Perfil vertical de los β -exponente de Ångström para el período establecido entre 22–22:30h UTC el día 27 de agosto de 2012.

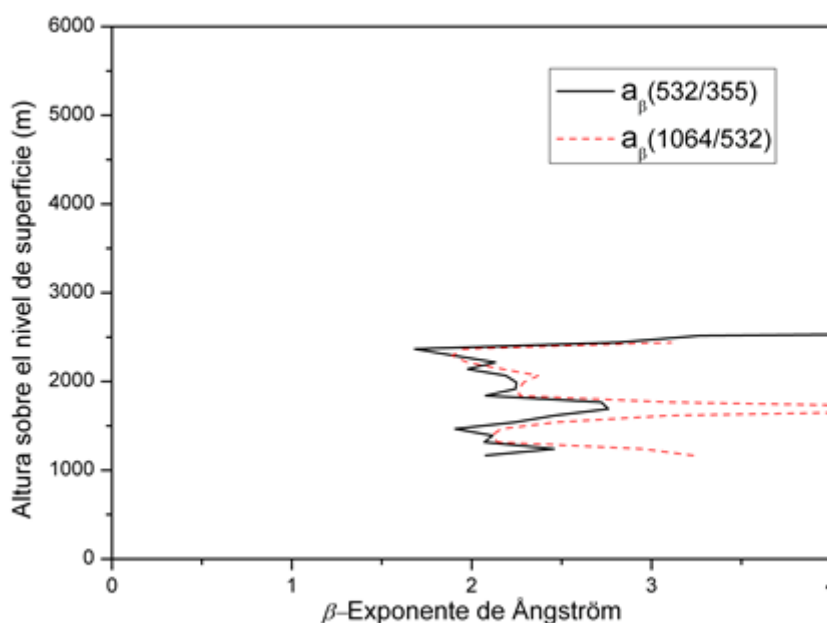


Figura 9.26. Perfil vertical de los β -exponente de Ångström para el período establecido entre 02:52–03:22h UTC el día 28 de agosto de 2012.

Para concluir, este capítulo ha presentado las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol fresco hallado en el penacho de humo originado en un incendio forestal localizado en el centro de la península Ibérica. Puesto que el número de observaciones de aerosol fresco procedente de la combustión de biomasa, realizadas mediante técnica lidar es muy limitado, este estudio contribuye como otra medida adicional a mejorar la caracterización de aerosoles procedente de la combustión de biomasa, especialmente durante sus primeros estadios. Las observaciones descritas han sido efectuadas a partir de las exploraciones del lidar Raman multifrecuencia de la estación de Madrid-CIEMAT y de las mediciones de fotometría solar realizadas en la AEMET. La sinergia entre los resultados producidos por ambos instrumentos ha permitido inferir la distribución vertical de la concentración en volumen del modo fino y grueso del aerosol. Estas propiedades microfísicas han podido ser calculadas durante el periodo diurno mediante el código LIRIC. La evolución de las propiedades ópticas y microfísicas de las partículas emitidas en el proceso de combustión en la baja troposfera pudo ser estudiada en los días 27 y 28 de agosto de 2012. Los resultados obtenidos parecen indicar que el modo grueso se vuelve predominante sobre el modo fino en la observación realizada durante el periodo diurno (de acuerdo a la clasificación de AERONET). Asimismo, los β -exponentes de Ångström también han permitido estimar el peso relativo del tamaño de los aerosoles presentes en el penacho de humo y seguir su evolución a lo largo de los periodos documentados. El análisis conjunto de la distribución vertical de los β -exponentes de Ångström y los perfiles en altura de la humedad relativa indican que los aerosoles podrían tener propiedades higroscópicas dado que los valores

más bajos del β -exponente de Ångström fueron registrados durante la noche en el estrato atmosférico localizado a 3–4 km de altura sns que presentó una humedad relativa en el rango de 80–90%, indicando que el crecimiento higroscópico podría haber tenido lugar. Igualmente, se sugiere que el crecimiento higroscópico podría ser experimentado por las partículas halladas en el modo de acumulación pues la disminución más drástica del β -exponente de Ångström es identificada para el par de longitudes de onda de 532/355 nm. Los resultados descritos en este artículo están publicados en Fernández et al. (2014).

10. Conclusiones y líneas futuras

Las conclusiones alcanzadas en el desarrollo esta tesis doctoral se exponen a continuación:

1.- La campaña SPALI10 de sistemas lidar (EARLINET) ha facilitado un diagnóstico más eficiente de los problemas instrumentales del equipo lidar de la estación de Madrid-CIEMAT mediante la intercomparación respecto a un sistema lidar de referencia. Los tests de calidad, definidos por EARLINET y aplicados regularmente, han permitido identificar y resolver otras dificultades técnicas, adquirir un conocimiento más profundo de su comportamiento y en consecuencia poner a punto y optimizar el funcionamiento de la estación lidar de Madrid-CIEMAT. La aplicación satisfactoria de estos protocolos ha garantizado, que las mediciones lidar utilizadas en esta tesis, proporcionan una información sobre la distribución de aerosoles fiable, y suficientemente representativa de los estratos atmosféricos analizados.

2.- La implementación del nuevo canal de vapor de agua en el equipo lidar y su calibración se han realizado de manera satisfactoria dado el elevado nivel de semejanza existente en los perfiles verticales de vapor de agua obtenidos por la estación lidar de Madrid y los radiosondeos lanzados desde el aeropuerto de Barajas, éstos últimos utilizados como referencia en dicha calibración. La calibración realizada mediante el ajuste C, que describe en mayor detalle la ecuación teórica, es la que ofrece un mayor nivel de semejanza respecto a la distribución del contenido de vapor de agua registrada por los radiosondeos en un mayor número de casos.

Sin embargo, la evolución temporal de la constante de calibración observada durante el periodo de estudio ha indicado la existencia de una inestabilidad en el sistema lidar lo que no permite un uso sistemático de un valor fijo de dicha constante. Aunque la naturaleza de dicha variabilidad no está identificada de forma clara, es posible que ésta se deba a una variación en el tiempo de la respuesta de los tubos fotomultiplicadores a la radiación recibida. Asimismo, la relación señal-ruido evaluada en los estratos atmosféricos de 1, 2, 3 y 4 km de altura se ha visto reducida en el periodo temporal evaluado. Este hecho, sin embargo, se atribuye a un ligero desalineamiento sufrido por el sistema, detectado a través del test Telecover, pero que no guarda relación con la variación de la constante de calibración. En condiciones de alineamiento

óptimo se ha logrado caracterizar la razón de mezcla de agua 1g/kg hasta 6 km de altura sobre la superficie terrestre con un error relativo asociado del 7%. Por tanto, se considera que el nuevo canal de detección implementado permite caracterizar de forma apropiada la distribución vertical del contenido de vapor de agua troposférico, y estudiar los eventos de crecimiento higroscópicos de los aerosoles.

3.- La estimación de la altura de la CRN mediante la aplicación de la técnica del gradiente y de la WCT sobre señales elásticas (532 nm) mostró una elevada precisión de ambos métodos. La técnica del gradiente aplicada sobre la SLVA ha mostrado también ser precisa aunque algo menor a las anteriores, puesto que en un 85% de los casos evaluados, la estimación de la altura de la CRN se encontró dentro de los límites de incertidumbre de las estimaciones proporcionadas por la técnica WCT (532 nm). No obstante, el análisis posterior de la evolución temporal de la altura de la CRN obligó a descartar el 35% del total de 76 observaciones debido a que estaban afectadas por procesos de transporte de material particulado que pueden sesgar las estimaciones obtenidas, lo que no permite una estimación automática de esta variable. La altura de la CRN hallada por término medio en las estaciones de primavera, verano y otoño fue respectivamente de 2048 ± 547 m, 2464 ± 491 m y 1132 ± 358 m sns, no encontrándose un conjunto de mediciones suficientemente representativo para la estación de invierno. La evolución temporal de este parámetro es altamente dependiente de las fluctuaciones barométricas y de irradiancia.

4.- El 88% del total de las exploraciones dedicadas a la estimación de la columna de vapor de agua registró un valor de la razón de mezcla inferior a 0.5 g/kg a partir de la cota de 7000 m sns, estimándose que dicho estrato es suficientemente representativo del contenido de vapor de agua precipitable en la troposfera. El 82% de las exploraciones lidar revelaron que el estrato atmosférico (0 - altura CRN) contenía al menos el 50 % del vapor de agua hallado en todo el estrato troposférico. El patrón temporal del contenido de vapor de agua precipitable revela una fuerte componente estacional que viene determinada por la temperatura de la atmósfera de acuerdo a las leyes de Clausius-Clapeyron. El contenido de vapor de agua precipitable en el estrato (0 - altura CRN) por término medio en las estaciones de primavera, verano y otoño es de 10.16, 12.61 y 7.77 mm de agua respectivamente. Igualmente el contenido de vapor de agua precipitable en la troposfera es de 14.26, 16.46 y 12.35 mm de agua respectivamente para las estaciones mencionadas. De nuevo la estación de invierno no pudo ser evaluada.

El estudio de la relación entre el espesor óptico de aerosoles en las longitudes onda lidar 355 y 532 nm y el contenido de vapor de agua precipitable evaluado en los dos estratos atmosféricos citados ha mostrado un grado de correlación bajo, lo que indica que la influencia del vapor de

agua sobre el espesor óptico no es significativo. Aunque los registros más elevados del contenido de vapor de agua precipitable han sido observados en presencia de eventos de aporte material particulado, tampoco se ha observado una interacción aerosol-agua, salvo en el evento descrito en el capítulo 9. El estudio de la relación entre el espesor óptico de aerosoles (380 y 500 nm) y la columna de vapor de agua precipitable mediante la técnica de fotometría solar corroboró igualmente un grado de correlación bajo entre ambas variables.

5.- Los tres eventos higroscópicos identificados en la estación de Madrid-CIEMAT han mostrado que un aumento de la humedad relativa ocasiona una disminución en el β -exponente de Ångström (355/532), lo que probablemente indica un aumento del tamaño del aerosol que se atribuye a procesos higroscópicos. La caracterización higroscópica, basada en la estimación del factor de realce, se ha realizado de manera satisfactoria en las estaciones de Madrid-CIEMAT y CESAR de acuerdo al elevado coeficiente de determinación hallado para las ecuaciones paramétricas utilizadas. Las parejas de valores de los parámetros a y b obtenidas para cada uno de los tres casos en Madrid (24/09/12, 03/06/13 y 20/06/13) han sido respectivamente de (0.12, 1.74), (0.32, 0.92) y (0.45, 0.72). En consecuencia, el evento registrado el día 24/09/2012 es el de mayor carácter higroscópico de los 3 observados.

Se ha determinado que las masas de aire en los 3 casos estudiados son de origen marítimo (atlántico) y tienen componente sur, este y sureste. Las diferencias encontradas en los parámetros higroscópicos son probablemente consecuencia del grado de mezcla con el aerosol típico de la baja troposfera de la región de Madrid. Los 3 eventos evaluados muestran que el factor de realce experimental presenta en ciertos niveles de humedad relativa un comportamiento escalonado que no es reproducido por el modelo teórico. Se sugiere que dicho comportamiento puede ser debido a los procesos de deliquesencia y eflorescencia que muestran las sustancias cristalinas, lo que sustentaría la presencia de aerosol marino.

Las distribuciones de tamaño de aerosol inferidas a partir de las medidas de fotometría solar, obtenidas desde la estación de AERONET más cercana a la estación lidar de Madrid-CIEMAT, revelaron la presencia de distribuciones trimodales, observándose un modo fino y dos gruesos. Se sugiere que las variaciones observadas en el modo de acumulación (modo fino) e incluso la aparición del modo grueso (en torno a $1\mu\text{m}$) podrían estar asociadas a las propiedades higroscópicas del aerosol estudiado, aunque para corroborar tales observaciones se requiere un mayor número de observaciones de las mismas características y la realización de otras medidas complementarias.

6.- Los dos eventos higroscópicos identificados en la estación CESAR también mostraron que a medida que aumenta la humedad relativa se produce un descenso del β -exponente de Ångström (355/532), lo que indica un aumento del tamaño del aerosol compatible con la ocurrencia de procesos de crecimiento higroscópico. El comportamiento de la lidar ratio (355 nm) respecto a la humedad relativa reveló un predominio de los procesos de extinción sobre los de backscattering según se incrementan la humedad relativa y el tamaño del aerosol. Las parejas de parámetros de ajuste (a , b) del factor de realce, obtenidos para los eventos de los días 12 y 21 de mayo de 2008, han sido respectivamente (0.38, 0.85) y (0.55, 0.52). El comportamiento higroscópico del aerosol explorado se ha atribuido principalmente a la existencia de nitrato amónico para ambos días, aunque se sugiere que el día 21 de mayo la composición del aerosol podría incluir otras sustancias salinas de naturaleza marina de acuerdo a la situación meteorológica existente. Ambos eventos reflejan un comportamiento escalonado en algún punto de la curva experimental que representa el factor de realce, lo que también se ha atribuido a la ocurrencia de posibles procesos de deliquesencia experimentados muy posiblemente por estas sustancias cristalinas.

La aplicación del algoritmo de regularización de I. Veselovskii indicó, en general, un aumento del tamaño del aerosol así como una disminución del índice de refracción (al menos de la parte real) en los estratos de mayor humedad relativa. Dichas propiedades microfísicas fueron comparadas con la caracterización obtenida mediante la fotometría solar, observándose que el evento del día 21 de mayo alcanzaba un acuerdo bastante mejor que el evento registrado el 12 de mayo. Finalmente, debe mencionarse que la distribución de tamaños inferida a partir de las observaciones de fotometría solar mostró la presencia de nuevo de una distribución trimodal en los dos casos de estudio registrados por la estación CESAR. Se sugiere, al igual que en los casos observados en Madrid, que el modo de acumulación y el modo grueso (1 μm), podrían haberse visto afectados por las propiedades higroscópicas del aerosol.

7.- El estudio de la evolución de un penacho de aerosoles producido durante un incendio forestal ocurrido en la Comunidad de Madrid durante los días 27-28 de agosto de 2012 mostró un incremento del modo grueso sobre el modo fino a lo largo de la medición lidar diurna, que es complementada con la técnica pasiva de fotometría solar mediante el código LIRIC. Existen diferentes razones que pueden explicar dicha evolución, una de ellas podría ser vinculada al crecimiento higroscópico del aerosol generado en el evento. Respecto a la medición lidar nocturna, el análisis conjunto de la distribución vertical de los β -exponentes de Ångström y de los perfiles en altura de la humedad relativa sugieren que los aerosoles muy probablemente tengan propiedades higroscópicas dado que los valores más bajos del β -exponente de Ångström fueron registrados durante la noche en el estrato atmosférico localizado a 3–4 km de altura

que presentó una humedad relativa en el rango de 80–90%. Igualmente, se sugiere que el crecimiento higroscópico podría ser experimentado por las partículas halladas en el modo de acumulación pues la disminución más drástica del β -exponente de Ångström es identificada para el par de longitudes de onda de 355/532 nm.

A partir del análisis de este caso accidental, se concluye que cuando tiene lugar un incendio y se producen aerosoles con propiedades higroscópicas, existe una notable probabilidad de que tengan lugar crecimientos de los aerosoles por este fenómeno porque el contenido en vapor de agua en el seno de estos penachos puede ser suficientemente importante.

Respecto a las líneas futuras de investigación hay que señalar lo siguiente:

La técnica lidar Raman multifrecuencia, utilizada en la observación de la atmósfera, demanda un control y validación de los parámetros del instrumento muy riguroso, y en el caso del instrumento lidar de la estación de Madrid-CIEMAT, esta situación es especialmente exigente porque el equipo presenta algunas debilidades, que necesitarán ser subsanadas en el futuro para evitar problemas en la inversión de las señales lidar proporcionadas por los canales Raman, ó, la necesidad de re-calibrar el canal de vapor de agua de forma tan frecuente como la actual. De esta forma, será posible la estimación de una constante de calibración única para dicho canal, que podrá aplicarse de forma sistemática a las observaciones lidar posteriores. También se evitará en parte los desalineamientos hallados en algunos de los canales y además facilitará la inversión de forma frecuente de los coeficientes de backscatter y extinción de forma independiente a partir de las señales lidar de carácter inelástico.

Por otra parte, la estimación de las propiedades microfísicas de los aerosoles a partir de las señales lidar multifrecuencia es un campo de investigación muy activo, tanto dentro de la red EARLINET como a nivel mundial, porque éstas son necesarias para inferir a su vez el forzamiento radiativo del aerosol, cuestión de gran relevancia como ya se ha señalado en esta tesis, especialmente cuando se trata de los procesos de “modificación de nube debido al aerosol” (cloud adjustments due to aerosols). A lo largo de esta investigación se han aplicado los algoritmos matemáticos que permiten la obtención de los parámetros microfísicos de los aerosoles, pero es necesario profundizar más en el conocimiento de dichos algoritmos. Ello permitirá valorar de forma adecuada el nivel de incertidumbre de las soluciones halladas cuando se aplique el código LIRIC, así como adquirir una mayor autonomía en la utilización e implantación de la inversión con regularización, pues en este caso las soluciones encontradas a dicha inversión fueron obtenidas por el grupo de investigación de I. Veselovskii. Actualmente se participa en el proyecto ACTRIS2, dentro del que se preveé una mayor colaboración con

otros grupos en el avance de este campo, que proporcionará una mayor experiencia en la utilización de los algoritmos citados e incluso facilitará el empleo de otros como el GARRLiC (Generalized Aerosol Retrieval from Radiometer and Lidar Combined data).

Asimismo, se ha constatado la dificultad de observar los eventos de crecimiento higroscópico de aerosoles mediante la estación lidar de Madrid-CIEMAT en condiciones ambiente no controladas (fuera de laboratorio) debido a la singularidad de las características atmosféricas requeridas para observar este fenómeno, lo que ha ocasionado que el número de observaciones que describen estos procesos sea reducido. Dentro del programa continuo de medidas de la estación se continuará identificando y estudiando los casos en que pueda observarse la ocurrencia este fenómeno, realizando exploraciones que caractericen de forma conjunta la distribución vertical del contenido de vapor de agua y de las propiedades ópticas de los aerosoles con el fin de mejorar la caracterización de los procesos higroscópicos que suceden en la atmósfera de Madrid. El incremento del número de este tipo de exploraciones permitirá reforzar el peso estadístico de las conclusiones aquí obtenidas. Parte de estas actividades se desarrollarán también dentro del proyecto nacional PROACLIM.

Por último, el desarrollo de instrumentación adicional como el HTDMA entre otros, en el Grupo de investigación del CIEMAT donde esta tesis ha sido desarrollada, proporcionará observaciones in-situ, que a su vez permitirán describir estos fenómenos con un nivel mayor de detalle.

Anexo J. Lista de acrónimos y abreviaturas

ACTRIS	Aerosol Cloud and Trace gases Research InfraStructure network
AEMET	Agencia Estatal de METeorología
AERONET	AErosol RObotic NETwork
AM	Analogue Mode
AOD	Aerosol Optical Depth
APD	Avalanche PhotoDiode
ASOS	Advanced Sustainable Observation System
BC	Black Carbon ó Carbono Negro
BSC-DREAM	Barcelona Supercomputing Center-Dust Regional Atmospheric Model
CAELI	CESAR water vapour, AErosol and cLoud LIdar
CALIPSO	Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CALIOP	Cloud Aerosol LIdar with OrtoGonal Polarization
CE	Carbono Elemental
CESAR	Cabauw Experimental Site for Atmospheric Research
CIEMAT	Centro de Investigaciones Energéticas, MedioAmbientales y Tecnológicas
CNES	Centre National d 'Études Spatiales
CRN	Capa Residual Nocturna
CSN	Consejo de Seguridad Nuclear
EARLINET	European Aerosol Research LIdar NETwork
EKF	Extended Kalman Filter
EMEP	European Monitoring Evaluation Programme
GPS	Global Positioning System
HYSPLIT	Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectories
HR	Humedad Relativa
HTDMA	Hygroscopic Tandem Differential Mobility Analyzer
ITR	Institute for Tropospheric Research
INTA	Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial
IPCC	Intergovernmental Panel of Climate Change
KNMI	Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut
LALINET	Latin American LIdar NETwork
LIDAR	LIght Detection And Ranging
LIRIC	LIdar Radiometer Inversion Code
LR	Lidar Ratio
MG	Método del Gradiente
MPLNET	Micro-Pulse Lidar NETwork
NAAPS	NAvy Aerosol Prediction System
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NetCDF	Network Common Data Format
Nd:YAG	Neodymium-doped Yttrium-Aluminium-Garnet
OC	Organic Carbon ó Carbono Orgánico
PBL	Planetary Boundary Layer
PC	Photon Counting
PMT	PhotoMultiplier Tubes
PHAESIAN	Propiedades Higroscópicas de los Aerosoles y Efecto Indirecto Sobre la

	Interacción Aerosol-Nube
PHOTONS	PHO tométrie pour le Tra itement Op érationnel de N ormalisation S atellitaire
PROACIM	PRO piedades del A aerosol atmosférico en diferentes escenarios espacio- temporales y su influencia en el CLIMa
REM	R adiación E lectro M agnética
SCC	S ingle C alculus C hain
snm	sobre n ivel del m ar
SNR	S ignal to N oise R atio
sns	sobre n ivel de s uperficie
SLVA	S eñal L idar de V apor de A gua
SCR	S eñal C orregida en R ango
UTC	U niversal T ime C oordinated
WCT	W avelet C orrelation T ransform

Anexo II. Lista de variables utilizadas frecuentemente

α	Coeficiente de extinción
α_a	Coeficiente de extinción debido a aerosoles
α_m	Coeficiente de extinción debido a moléculas
$^{\circ}a$	Exponente de Ångström
$^{\circ}a_{\beta}$	β -exponente de Ångström
a	Parámetro empírico obtenido en la ecuación que define el factor de realce o intensificación. Longitud de paso de la función de Haar
AOD	Aerosol Optical Depth
β	Coeficiente de backscatter
β_a	Coeficiente de backscatter debido a aerosoles
β_m	Coeficiente de backscatter debido a moléculas
b	Parámetro empírico obtenido en la ecuación que define el factor de realce o intensificación. Ubicación de paso de la función de Haar
C	Constante de calibración del canal de vapor de agua
δ	Error de la constante de calibración definido como la desviación estándar
e	Presión de vapor del agua
e_w	Presión de vapor de agua saturante para un sistema en equilibrio entre las fases vapor y líquido
$f_{\xi}(HR)$	Factor de realce o intensificación basado en la propiedad ξ
f_{β}	Factor de realce o intensificación basado en la propiedad β
γ	Parámetro empírico obtenido en la ecuación que define el factor de realce
g	Gravedad. Factor de asimetría
λ	Longitud de onda
m	Masa óptica. Índice de refracción de la partícula
m_d	Masa de aire seco
m_v	Masa de vapor de agua
M_v	Masa molecular del agua
MG	Método del Gradiente
n	Número de moles. Índice de refracción del aire
N	Densidad molecular
N_A	Número de Avogadro
$N(r)$	Función de distribución del número de aerosoles
O	Factor de solapamiento
p	Presión
P	Flujo radiante
PWV	Precipitable Water Vapor
$P(\Theta)$	Función de fase en función del ángulo Θ
q	Humedad específica

Q	Eficiencia de backscatter o extinción
ρ	Densidad del gas
ρ_d	Densidad del aire seco
ρ_v	Densidad del vapor de agua. Humedad absoluta
r	Radio del aerosol. Distancia entre centros dispersores de radiación y el sistema de detección del equipo lidar. Coeficiente de correlación de Pearson
r^2	Coeficiente de determinación
r_c	Radio crítico. Altura de referencia en donde la atmósfera está libre de aerosoles
R	Constante específica de cada gas. Coeficiente de determinación en el ajuste lineal forzando a que la ecuación pase por el origen de ordenadas
R_s	Razón de saturación, definida por la relación e/e_w
R_d	Constante específica del aire seco
R_v	Constante específica del vapor de agua
R^*	Constante universal de todos los gases
σ_{abs}	Coeficiente de absorción
σ_{disp}	Coeficiente de dispersión
w	Razón de mezcla. Albedo de dispersión simple
τ	Espesor óptico
θ_v	Temperatura potencial virtual
T, t	Temperatura
T	Transmitancia
T_a	Transmitancia debido a aerosoles
T_m	Transmitancia debido a moléculas
T_d	Temperatura del punto de rocío
T_v	Temperatura virtual
$u.a.$	Unidades adimensionales
V	Volumen
χ_d	Variable definida por la relación R_d/C_p
x	Parámetro de tamaño definido por la relación $2\pi r/\lambda$
z	Longitud de un estrato atmosférico

Anexo III. Mapas sinópticos de presión reducida a nivel del mar

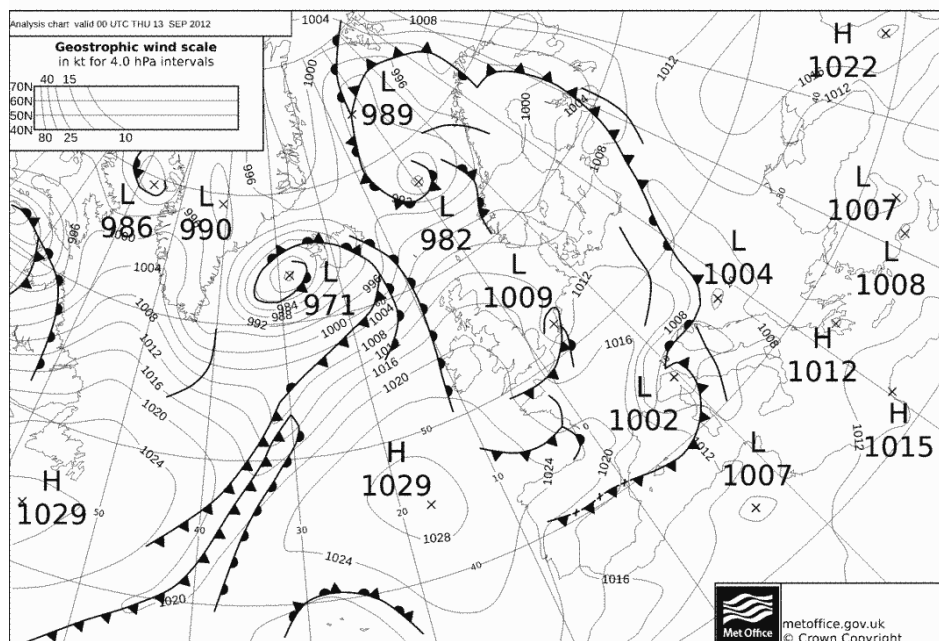
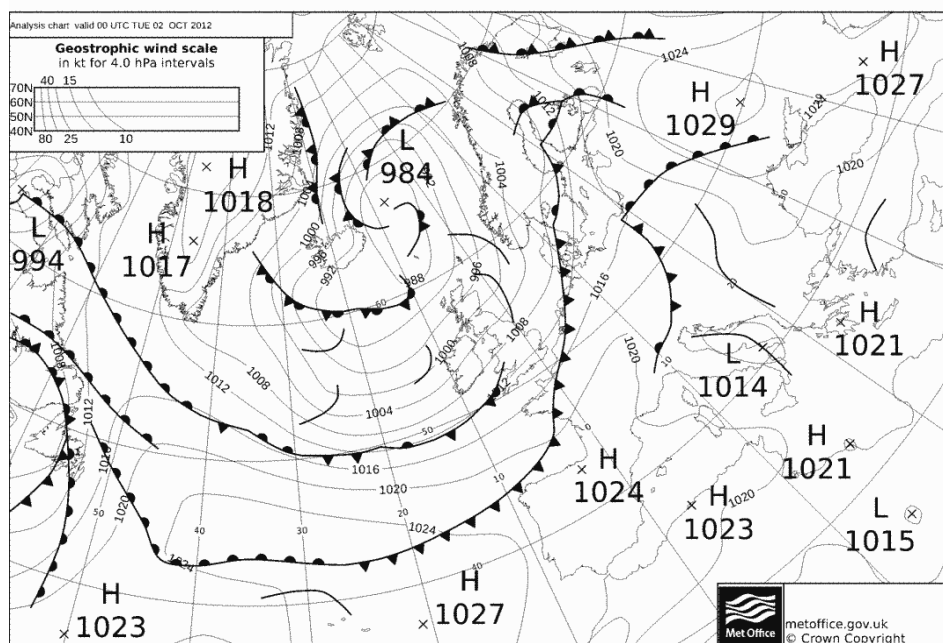
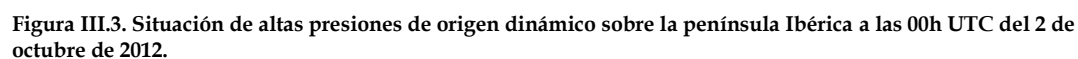


Figura III.1. Situación de altas presiones de origen dinámico sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 13 de septiembre de 2012.



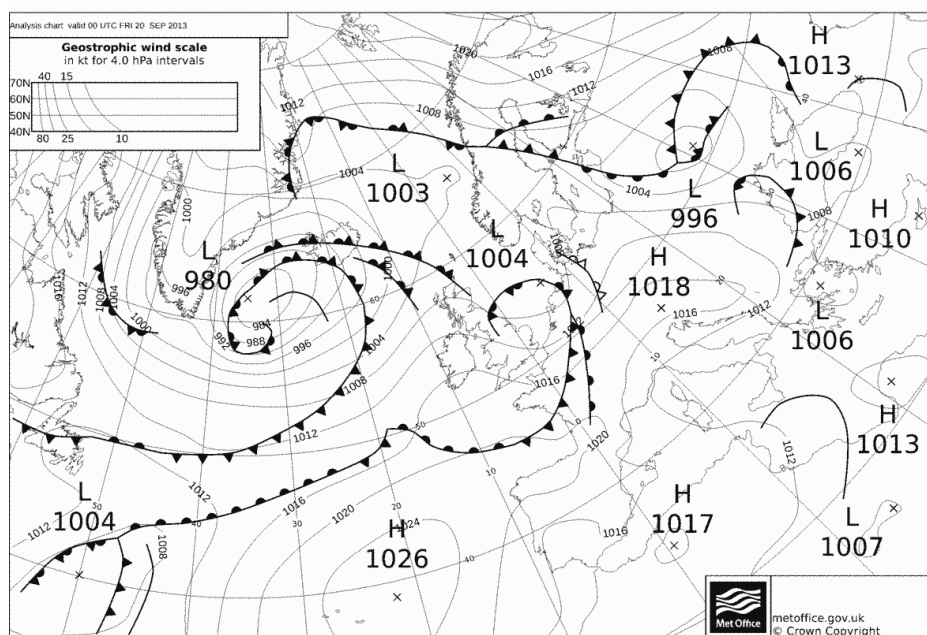


Figura III.4. Situación de altas presiones de origen dinámico sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 20 de septiembre de 2013.

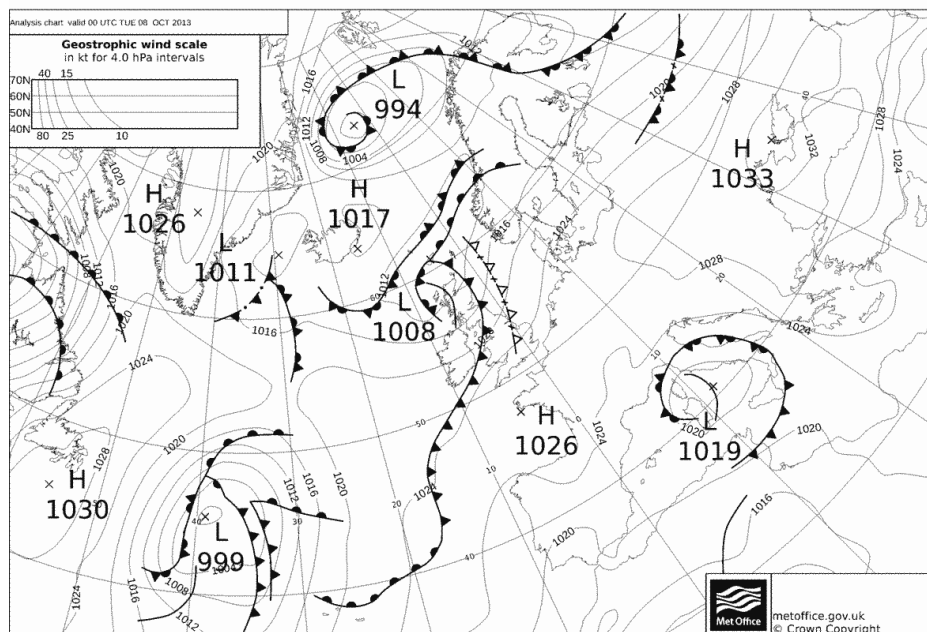


Figura III.5. Situación de altas presiones de origen dinámico sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 18 de octubre de 2013.

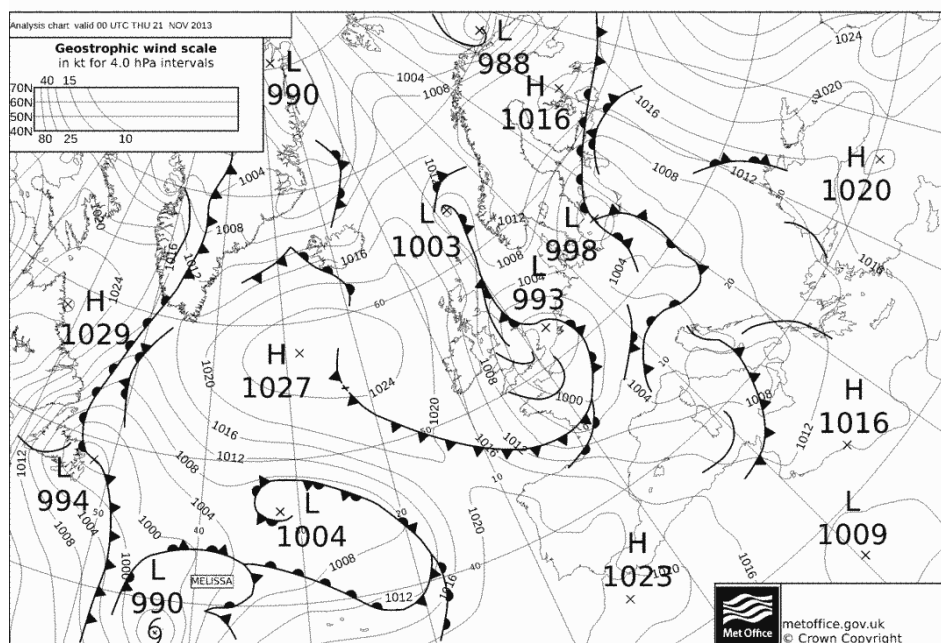


Figura III.6. Situación de altas presiones de origen dinámico sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 21 de noviembre de 2013.

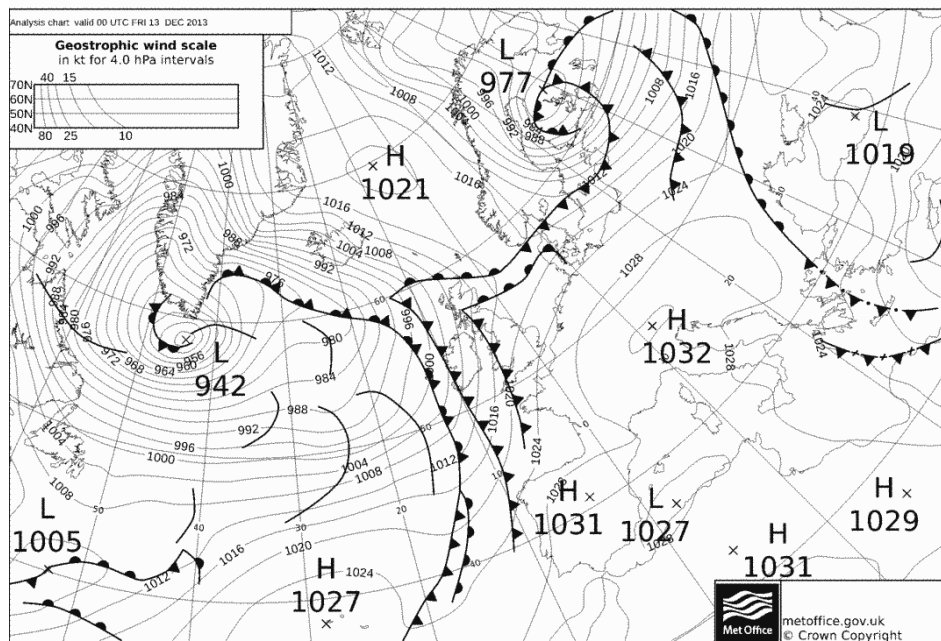


Figura III.7. Situación de altas presiones de origen dinámico sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 13 de diciembre de 2013.

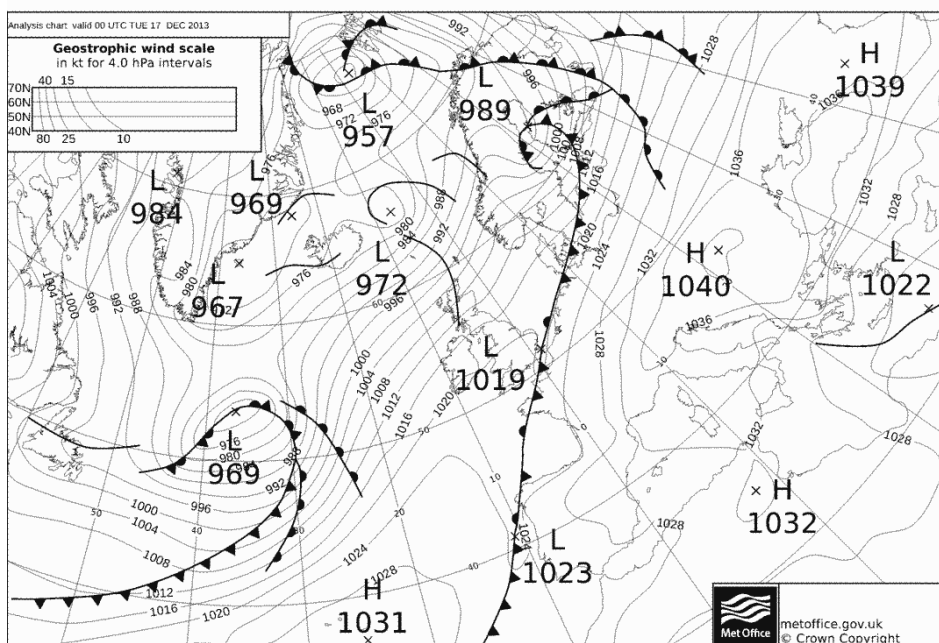


Figura III.8. Situación de altas presiones de origen dinámico sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 17 de diciembre de 2013.

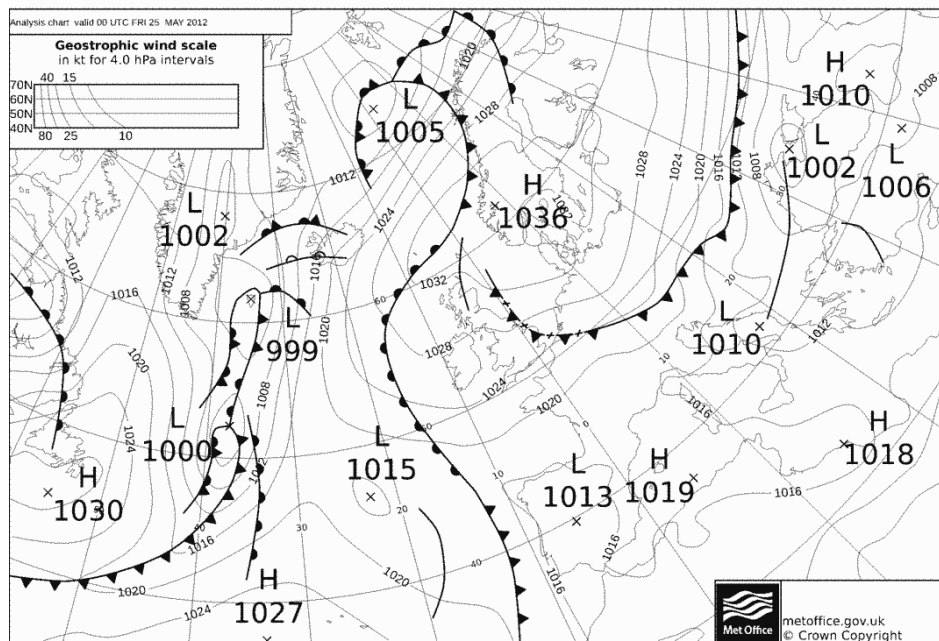


Figura III.9. Situación de bajas presiones de naturaleza no identificada sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 25 de mayo de 2012.

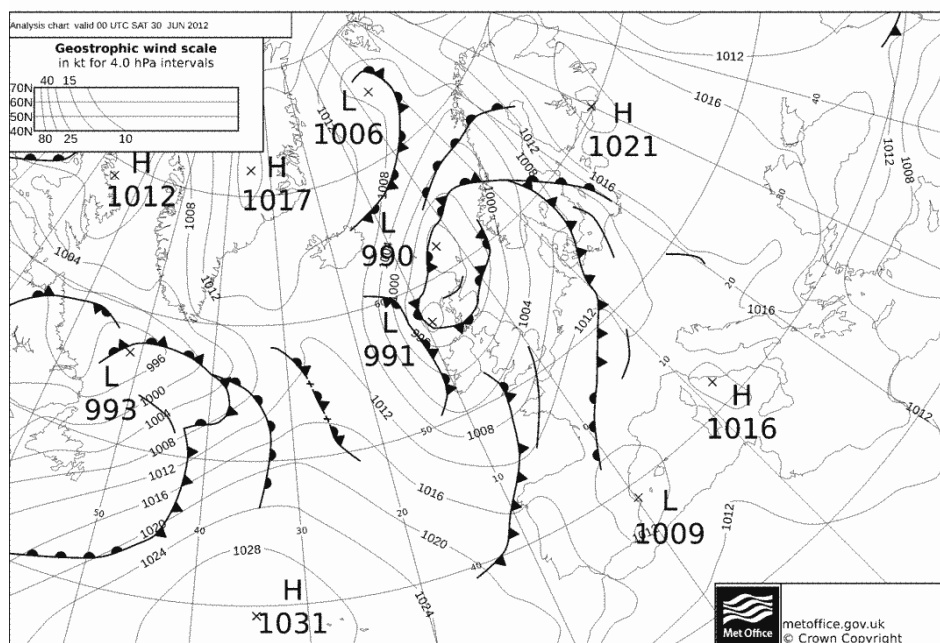


Figura III.10. Situación de bajas presiones de posible naturaleza térmica sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 30 de junio de 2012.

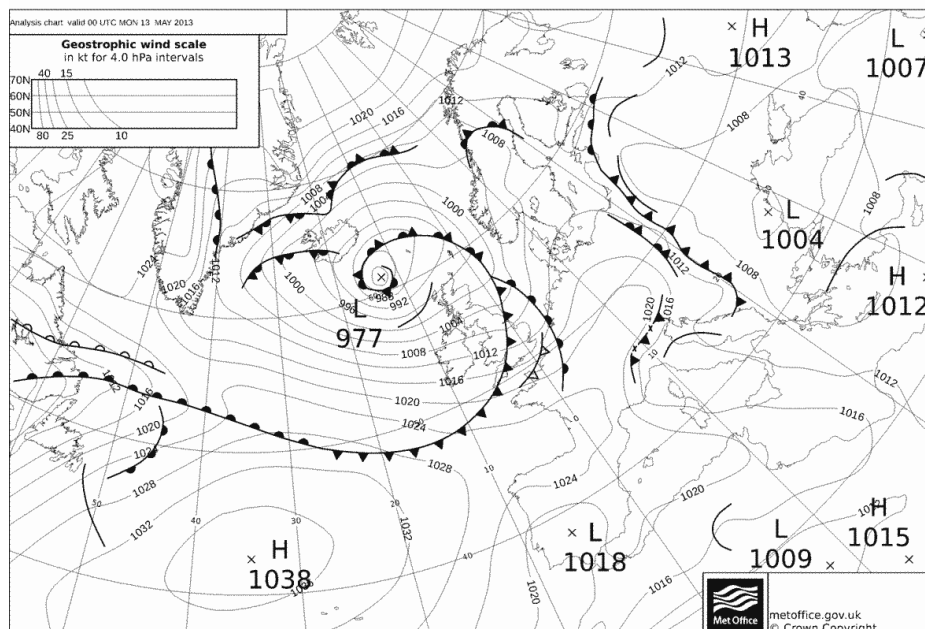


Figura III.11. Situación de bajas presiones de posible naturaleza térmica sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 13 de mayo de 2013.

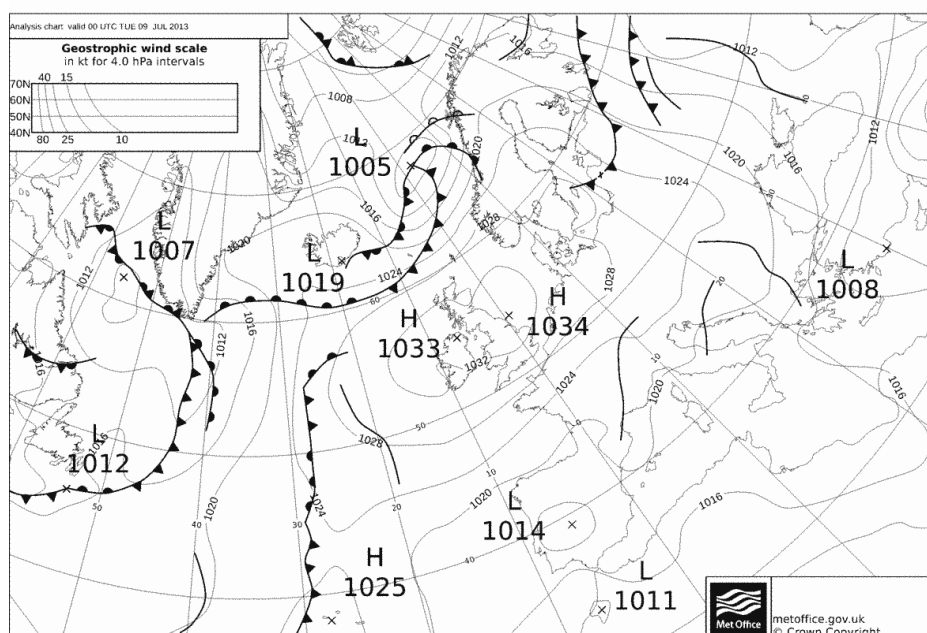


Figura III.12. Situación de bajas presiones de posible naturaleza térmica sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 9 de julio de 2013.

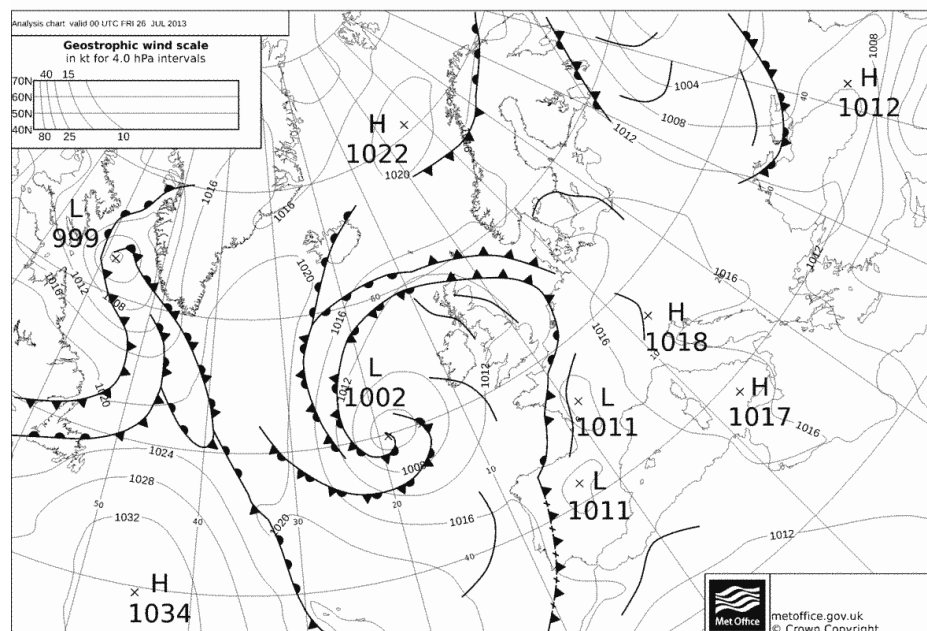


Figura III.13. Situación de bajas presiones de posible naturaleza térmica sobre la península Ibérica a las 00h UTC del 26 de julio de 2013.



Anexo IV. Regresión lineal entre PWV y AOD

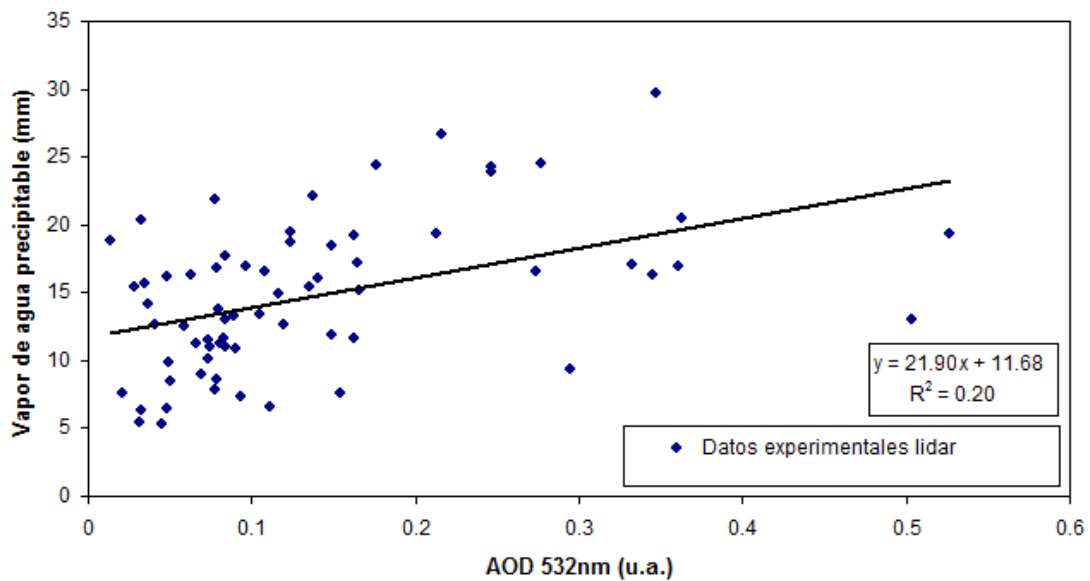


Figura IV.1. Análisis de regresión lineal entre el espesor óptico (532 nm) y el vapor de agua precipitable existente en el estrato troposférico (0-7000 m) explorado mediante la técnica lidar.

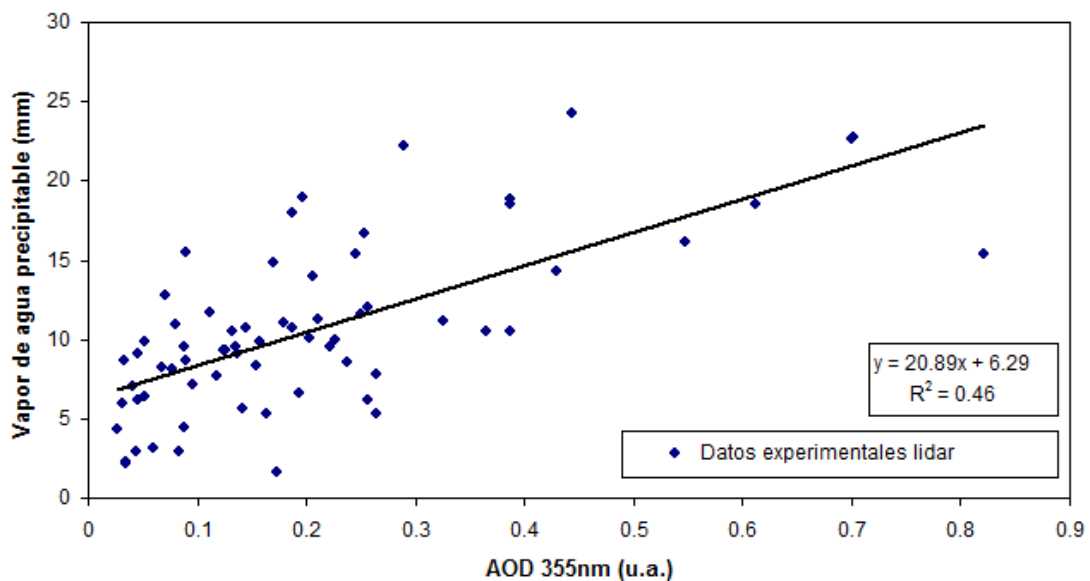


Figura IV.2. Análisis de regresión lineal entre el espesor óptico (355 nm) y el vapor de agua precipitable en el estrato atmosférico (0 - altura de la CRN) planetaria explorado mediante la técnica lidar.

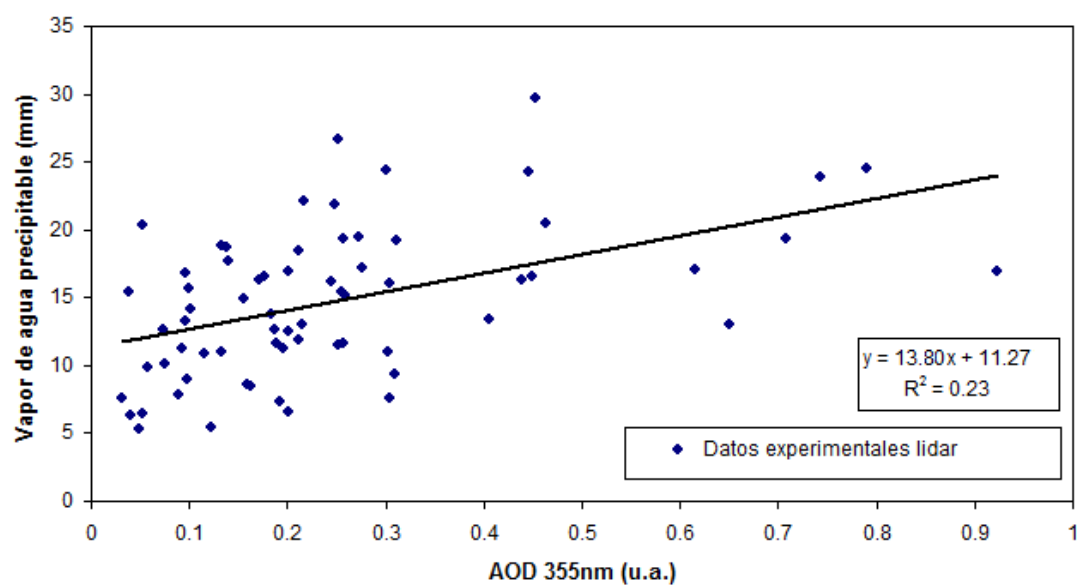


Figura IV.3. Análisis de regresión lineal entre el espesor óptico (355 nm) y el vapor de agua precipitable en el estrato troposférico (0-7000 m) explorado mediante la técnica lidar.

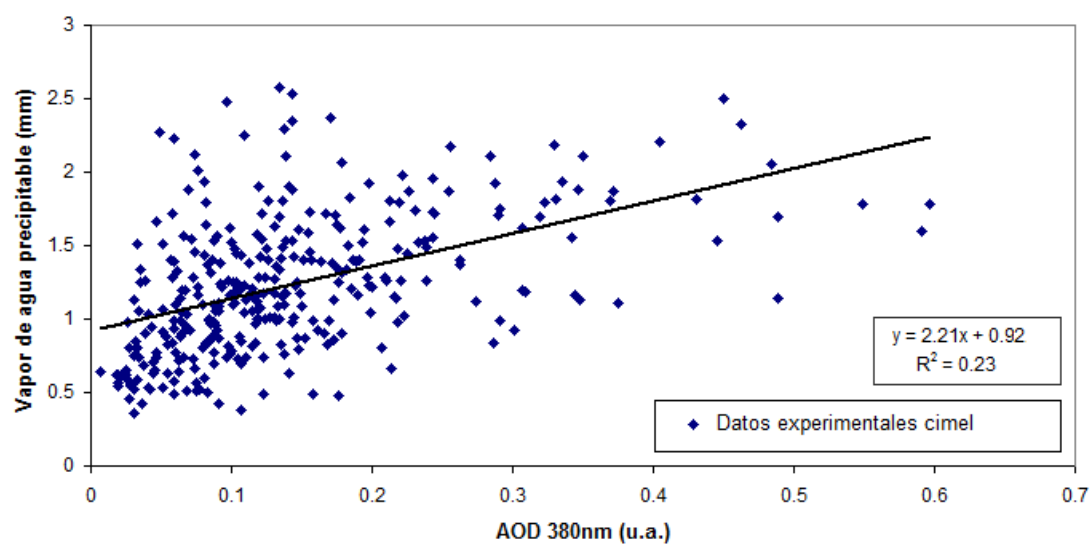


Figura IV.4. Análisis de regresión lineal entre el espesor óptico (380 nm) y el vapor de agua precipitable hallado en la columna atmosférica mediante fotometría solar (CIMEL).

Referencias

- Ackermann, J. 1998. "The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: a numerical study". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 1043-1050.
- Ackerman, A.S., B. O. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan and E. J. Welton. 2000. "Reduction of tropical cloudiness by soot". *Science*, 288, 1042-1047.
- Alados-Arboledas, L., D. Müller, J. L. Guerrero-Rascado, F. Navas-Guzmán, D. Pérez-Ramírez and F. J. Olmo. 2011. "Optical and microphysical properties of fresh biomass burning aerosol retrieved by Raman lidar, and star-and sun-photometry". *Geophysical Research Letters*, 38, L01807.
- Albrecht, B. 1989. "Aerosols, Cloud Microphysics and Fractional Cloudiness". *Science*, 245, 1227-1230.
- Alonso-Blanco, E. 2013. *Influencia de las variables meteorológicas sobre la fracción submicrométrica del aerosol atmosférico en la ciudad de Madrid*. Proyecto fin de máster presentado en la Universidad de Alcalá de Henares.
- Alonso-Blanco, E., F. J. Gómez-Moreno, M. Becerril, E. Coz and B. Artíñano. 2015. "Aerosol Hygroscopic Properties during a Local Stagnation Episode in an Urban Background Site in Madrid, Spain". European Aerosol Conference, Milán.
- Amiridis, V., D. S. Balis, E. Giannakaki, A. Stohl, S. Kazadzis, M. E. Koukouli and P. Zanis. 2009. "Optical characteristics of biomass burning aerosols over Southeastern Europe determined from UV-Raman lidar measurements". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 2431-2440.
- Ångström, A. (1964). "The parameters of atmospheric turbidity". *Tellus*. 16, 64-75.
- Ansmann, A., M. Riebesell and C. Weitkamp. 1990. "Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar". *Optics Letters*, 15, 746-748.

Ansmann, A., U. Wadinger, M. Riebesell, C. Weitkamp and W. Michaelis. 1992. "Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar". *Applied Optics*, 31, 7113-7131.

Ansmann, A., and D. Müller. 2005. Lidar and atmospheric aerosol particles, in *Lidar, Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, edited by C. Weitkamp, Springer, Singapore.

Apituley, A., K. M. Wilson, C. Potma, H. Volten and M. de Graaf. 2009. "Performance Assessment and Application of Caeli - A high performance Raman lidar for diurnal profiling of Water Vapour, Aerosols and Clouds". Presentation: 8th International Symposium on Tropospheric Profiling, 19/10/2009-23/10/2009, A. Apituley, H. W. J. Russchenberg, W. A. A. Monna (Ed), Proceeding of the 8th International Symposium on Tropospheric Profiling. Delft.

Arya, S.P. 1988. *Introduction to micrometeorology*, Academic Press, New York.

Artiñano, B., P. Salvador, D. G. Alonso, X. Querol and A. Alastuey. 2003. "Anthropogenic and natural influence on the PM10 and PM2.5 aerosol in Madrid (Spain). Analysis of high concentration episodes". *Environmental Pollution*, 125, 453-465.

Baars, H., A. Ansmann, R. Engelmann, and D. Althausen. 2008. "Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar", *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 7281-7296.

Baron, P.A. and K. Willeke. 1993. *Aerosol Measurements: Principles, Techniques and Applications*. Ed. By Willeke, K. and Baron, P.A., van Nostrand Reinhold. New York.

Bates, D.R. 1984. "Rayleigh scattering by air". *Planetary and Space Science*, 32, 785-790.

Bevington, P. R. and D. K. Robinson. 1992. *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Science*. McGraw-Hill, New York.

Bissonnette, L. R. 1986. "Sensitivity analysis of lidar inversion algorithms". *Applied Optics*, 25, 2122-2125.

Bockmann, C. 2001. "Hybrid regularization method for the ill-posed inversion of multiwavelength lidar data in the retrieval of aerosol size distributions". *Applied Optics*, 40, 1329-1342.

- Bohren, C. F. and B. A. Albrecht. 1998. *Atmospheric Thermodynamics*. Oxford University Press.
- Bohren, C. F., and D. R. Huffman. 1983. *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. Hoboken, NJ: John Wiley.
- Bony, S. R. Colman, V. M. Kattsov, R. P. Allan, C. S. Bretherton, J. L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M. M. Holland, W. Ingram, D. A. Randall, B. J. Soden, G. Tselioudis and M. J. Webb. 2006. "How well do we understand and evaluate climate change feedback processes?" *Journal of Climate*, 19, 3445–3482.
- Bösenberg, J. A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovsky, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti, and M. Wiegner. 2001. "EARLINET: A European Aerosol Research Lidar Network", in *laser remote sensing of the atmosphere, Selected Papers of the 20th International Laser Radar Conference*, Dabas, A., C. Loth and J. Pelon (Eds.), Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, pp. 155-158.
- Bösenberg, J., V. Matthias, A. Amodeo, V. Amiridis, A. Ansmann, J. M. Baldasano, I. Balin, D. Balis, C. Böckmann, A. Boselli, G. Carlsson, A. Chaikovsky, G. Chourdakis, A. Comerón, F. De Tomasi, R. Eixmann, V. Freudenthaler, H. Giehl, I. Grigorov, A. Hägärd, M. Iarlori, A. Kirsche, G. Kolarov, L. Komguem, S. Kreipl, W. Kumpf, G. Larcheveque, H. Linné, R. Matthey, I. Mattis, A. Mekler, I. Mironova, V. Mitev, L. Mona, D. Müller, S. Music, S. Nickovic, M. Pandolfi, A. Papayannis, G. Pappalardo, J. Pelon, C. Pérez, M. R. Perrone, R. Persson, D. P. Resendes, V. Rizi, F. Rocadenbosch, A. Rodrigues, L. Sauvage, L. Schneidenbach, R. Schumacher, V. Shcherbakov, V. Simeonov, P. Sobolewski, N. Spinelli, I. Stachlewska, D. Stoyanov, T. Trickl, G. Tsaknakis, G. Vaughan, U. Wandinger, X. Wang, M. Wiegner, M. Zavrtnik and C. Zerefos. 2003. "EARLINET: A European Aerosol Research Lidar Network to establish an aerosol climatology", Report. 348, Max-Planck Inst. für Meteorol., Hamburg, Germany.
- Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S. K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens and X. Y. Zhang. 2013. "Clouds and Aerosols". *Climate Change 2013: The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 571–658, Cambridge Univ. Press, U.K.
- Brooks, I. M. 2003. "Finding boundary layer top: Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20, 1092-1105.

Burton, S. P., R. A. Ferrare, C. A. Hostetler, J. W. Hair, C. Kittaka, M. A. Vaughan, M. D. Obland, R. R. Rogers, A. L. Cook, D. B. Harper and L. A. Remer. 2010. "Using airborne high spectral resolution lidar data to evaluate combined active plus passive retrievals of aerosol extinction profiles". *Journal of Geophysical Research*, 115, D00H15.

Carrico, C. M., M. D. Petters, S. M. Kreidenweis, A. P. Sullivan, G. R. McMeeking, E. J. T. Levin, G. Engling, W.C. Malcom and J. L. Collet Jr. 2010. "Water uptake and chemical composition of fresh aerosols generated in open burning of biomass". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 5165-5178.

Chaikovsky, A., O. Dubovik, P. Goloub, N. Balashevich, A. Lopatsin, Y. Karol, S. Denisov, and T. Lapyonok. 2008. "Software package for the retrieval of aerosol microphysical properties in the vertical column using combined lidar/photometer data (test version)", Technical Report., Institute of Physics, National Academy of Sciences of Belarus Minsk, Belarus.

Chaikovsky, A., O. Dubovik, P. Goloub, D. Tanre, G. Pappalardo, U. Wandinger, L. Chaikovskaya, S. Denisov, Y. Grudo, A. Lopatsin, Y. Karol, T. Lapyonok, M. Korol, F. Osipenko, D. Savitski, A. Slesar, A. Apituley, L. A. Arboledas, I. Biniotoglou, P. Kokkalis, M. J. Granados Muñoz, A. Papayannis, M. R. Perrone, A. Pietruczuk, G. Pisani, F. Rocadenbosch, M. Sicard, F. De Tomasi, J. Wagner, and X. Wang. 2012. "Algorithm and software for the retrieval of vertical aerosol properties using combined lidar/radiometer data: Dissemination in EARLINET", paper presented at 26th International Laser and Radar Conference, Porto Heli, Greece.

Chaikovsky, A., O. Dubovik, B. Holben, A. Bril, P. Goloub, D. Tanré, G. Pappalardo, U. Wandinger, L. Chaikovskaya, S. Denisov, J. Grudo, A. Lopatin, Y. Karol, T. Lapyonok, V. Amiridis, A. Ansmann, A. Apituley, L. Alados-Arboledas, I. Biniotoglou, A. Boselli, G. D'Amico, V. Freudenthaler, D. Giles, M. J. Granados-Muñoz, P. Kokkalis, D. Nicolae, S. Oshchepkov, A. Papayannis, M. R. Perrone, A. Pietruczuk, F. Rocadenbosch, M. Sicard, I. Slutsker, C. Tatlianu, F. De Tomasi, A. Tsekeri, J. Wagner and X. Wang. 2016. "Lidar-Radiometer Inversion Code (LIRIC) for the retrieval of vertical aerosol properties from combined lidar/radiometer data: development and distribution in EARLINET". *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 1181-1205.

Cohn, S. A., and W. M. Angevine. 2000. "Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profiling radars", *Journal of Applied Meteorology*, 39, 1233-1247.

Collis, R.T.H., E. D. Hinkley, H. Inaba, P. L. Kelley, R. T. Ku, S. H. Melfi, R. T. Menzies, P. B. Russell, and V. E. Zuev. 1976. *Laser Monitoring of the Atmosphere*. Ed. Hinkley. Springer-Verlag, New York.

Comerón A., F. Rocadenbosch, M. A. López, A. Rodríguez, C. Muñoz, D. García-Vizcaíno and M. Sicard. 2004. "Effects of noise on lidar data inversion with the backward algorithm". *Applied Optics*, 43, 2572-2577.

Comerón, A., M. Sicard and F. Rocadenbosch. 2013. "Wavelet Correlation Transform Method and Gradient Method to Determine Aerosol Layering from Lidar Returns: Some Comments", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30, 1189-1193.

Cooney, J., J. Orr, and C. Tomasetti. 1969. "Measurements Separating the Gaseous and Aerosol Components of Laser Atmospheric Backscatter", *Nature*, 224, 1098-1099.

Cuadrat, J. M. and M. F. Pita. 1997. *Climatología*. Ed. Cátedra, Madrid.

Cuerpo de Agentes Forestales de Madrid. 2012. "Informe incendio de Robledo de Chavela y Valdemaqueda" (comunicación personal).

D'Amico, G., I. Binietoglou, A. Amodeo, G. Pappalardo, H. Baars, R. Engelmann, U. Wandinger, I. Mattis, V. Freudenthaler, M. Wiegner, D. Nicolae, A. Chaikovsky, A. Apituley and M. Adam. 2012. "Earlinet single calculus chain for automatic lidar data processing: first tests on optical products". 26th International Laser Radar Conference, 25-29 June 2012, Porto Heli, Greece.

De Graaf, M., A. Apituley, and D. P. Donovan. 2013. "Feasibility study of integral property retrieval for tropospheric aerosol from raman lidar data using principal component analysis". *Applied Optics*, 52, 2173-2186.

Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental (DGCEA), del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. 2012, 2013. "Acuerdo de Encomienda de Gestión entre el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente y la Agencia Estatal Consejo Superior de Investigaciones Científicas para la realización de trabajos relacionados con el estudio y evaluación de la contaminación atmosférica por material particulado y metales en España". <http://www.magrama.gob.es/es/calidad-y-evaluacion-ambiental/temas/atmosfera-y-calidad-del-aire/calidad-del-aire/gestion/anuales.aspx>.

Draxler, R.R. and G. D. Rolph. 2013. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.

Dubovik, O. and M. D. King. 2000. "A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements". *Journal of Geophysical Research*, 105, 20.673–20.696.

Dubovik, O., B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker. 2002a. "Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations". *Journal of Atmospheric Sciences*, 59, 590– 608.

Dubovik, O., B. N. Holben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M. I. Mishchenko, P. Yang and I. Slutsker. 2002b. "Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids". *Geophysical Research Letters*, 29, 1415.

Dubovik, O., A. Sinyuk, T. Lapyonok, B. N. Holben, M. Mishchenko, P. Yang, T. F. Eck, H. Volten, O. Muñoz, B. Veihelmann, W. J. van der Zande, J. F. Leon, M. Sorokin and I. Slutsker. 2006. "Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust". *Journal of Geophysical Research*, 11, D11208.

Duce, R. A. 1995. *Sources, distributions and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, In Aerosol forcing of climate* (ed. R J Charlson & J Heinzenberg (eds)), pp 43-72. Wiley.

Elliot, J. R. and C. T. Lira. 1998. *Introductory chemical engineering thermodynamics*. Michigan, USA.

Feingold, G. and C. J. Grund. 1994. "Feasibility of using multiwavelength lidar measurements to measure cloud condensation nuclei". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11, 1543-1558.

Fernald, F. G. 1984. "Analysis of atmospheric lidar observations: some comments". *Applied Optics*, 23, 652-653.

Fernández, A. J., F. Molero, M. Pujadas y B. Artíñano. 2012. "Calibración de un sistema lidar Raman para la obtención de perfiles de vapor de agua". *XXXII Jornadas Científicas de la AME. Alcobendas*.

- Fernández, A. J., F. Molero and M. Pujadas. 2012. "A first approach to study the aerosol indirect effect over Madrid by means of multiwavelength Raman lidar" *European Aerosol Conference, Granada*.
- Fernández, A. J., A. Apituley, F. Bosveld and H. Klein Baltink. 2013. "Caeli water vapour raman lidar calibration at the Cabauw Experimental Site for Atmospheric Research, CESAR". *Science Day, De Bilt*.
- Fernández, A. J., F. Molero and M. Pujadas. 2014. "Aerosol optical and microphysical properties observed by lidar technique from a forest fire smoke event over Madrid". *International Journal of Remote Sensing*, 35, 5004-5035.
- Fernández, A. J., A. Apituley, I. Veselovskii, A. Suvorina, J. Henzing, M. Pujadas and B. Artíñano. 2015. "Study of aerosol hygroscopic events over the Cabauw experimental site for atmospheric research (CESAR) using the multi-wavelength Raman lidar Caeli". *Atmospheric Environment*, 120, 484-498.
- Fernández-Gálvez, J., J. L. Guerrero-Rascado, F. Molero, H. Lyamani, M. A. Revuelta, F. Navas-Guzmán, M. Sastre, J. A. Bravo-Aranda, A. J. Fernández, M. J. Granados-Muñoz, F. J. Gómez-Moreno, F. J. Olmo, M. Pujadas and L. Alados-Arboledas. 2013. "Aerosol size distribution from inversión of solar radiances and measured at ground-level during SPALI10 campaign". *Atmospheric Research*, 127, 130-140.
- Ferrare, R. A., S. H. Melfi, D. N. Whiteman, K. D. Evans, F. J. Schmidlin, and D. O'C. Starr. 1995. "A comparison of Water Vapor Measurements made by Raman Lidar and Radiosondes". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12, 6, 1177-1195.
- Ferrare, R.A., S. H. Melfi, D. N. Whiteman, K. D. Evans, and R. Leifer. 1998. "Raman lidar measurements of aerosol extinction and backscattering. Methods and comparisons". *Journal of Geophysical Research*, 103, 19663-19672.
- Ferrare, R.A., S. H. Melfi, D. N. Whiteman, K. D. Evans, M. Poellot, and Y. J. Kaufman. 1998. "Raman lidar measurements of aerosol extinction and backscattering: 2. Derivation of aerosol real refractive index, single-scattering albedo, and humidification factor using Raman lidar aircraft size distribution measurements". *Journal of Geophysical Research*, 103, 19673-19689.
- Finlayson-Pitts B.J. and Pitts J.N. Jr. 1986. *Atmospheric Chemistry: Fundamentals and Experimental Techniques*. John Wiley and Sons, Inc. New York.

Flamant, C., J. Pelon, P. H. Flamant and P. Durand. 1997." Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer", *Boundary -Layer Meteorology*, 83, 247-284.

Formenti, P., O. Boucher, T. Reiner, D. Sprung, M. O. Andreae, M. Wendisch, H. Wex, D. Kindred, M. Tzortziou, A. Vasaras and C. Zerefos. 2002. "STAAARTE-MED 1998 summer airborne measurements over the Aegean Sea: 2. Aerosol scattering and absorption, and radiative calculations". *Journal of Geophysical Research*, 107, D21,4451.

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, G. Prinn, G. Raga, M. Schulz, and R. Van Dorland. 2007. "Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing", *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, 129-234, Cambridge Univ. Press, U.K.

Freudenthaler, V. 2010. "Report on internal quality checks for both hardware and software". EARLINET-ASOS. www.earlinet.org.

Freudenthaler, V. 2012. "Report on internal quality checks for both hardware and software". EARLINET-ASOS. www.earlinet.org.

Graham, B., O. Mayol-Bracero, P. Guyon, G. Roberts, S. Decesari, M. Facchini, P. Artaxo, W. Maenhaut, P. Koll and M. Andreae. 2002. "Water-soluble organic compounds in biomass burning aerosols over Amazonia: 1. Characterization by NMR and GC-MS". *Journal of Geophysical Research*, 107, 1-16.

Grams, G. W., I. H. Blifford Jr., B. G. Schuster, and J. S. DeLuisi. 1972. "Complex Index of Refraction of Airborne Fly Ash Determined by Laser Radar and Collection of Particles at 13 km". *Journal of Atmospheric Sciences*, 29, 900-905.

Granados-Muñoz, M. J., F. Navas-Guzmán, J. A. Bravo-Aranda, J. L. Guerrero-Rascado, H. Lyamani, J. Fernández-Gálvez and L. Alados-Arboledas. 2012. "Automatic determination of the planetary boundary layer height using lidar: one-year analysis over southeastern Spain". *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117, 1-10.

Granados-Muñoz, M. J. 2014. *Characterizing the atmospheric aerosol by active and passive remote sensing: microphysical properties and hygroscopic growth effects*. Tesis presentada en el Grupo de Física de la Atmósfera. Universidad de Granada.

- Granados-Muñoz, M. J., F. Navas-Guzmán, J. A. Bravo-Aranda, J. L. Guerrero-Rascado, H. Lyamani, A. Valenzuela, G. Titos, J. Fernández-Gálvez and L. Alados-Arboledas. 2015. "Hygroscopic growth of atmospheric aerosol particles based on active remote sensing and radiosounding measurements: selected cases in south-eastern Spain". *Atmospheric Measurement Techniques*, 8, 705-718.
- Guerrero-Rascado, J. L., J. A. Bravo-Aranda, F. Wagner, C. Córdoba-Jabonero, F. Molero, D. Lange, M. Granados-Muñoz, J. Pressiler, D. Toledo, A. J. Fernández, M. Sicard, F. Navas-Guzmán, A. M. Silva, M. Pujadas, S. Pereira and L. Alados-Arboledas. 2012. "Detection of the stratospheric volcanic aerosol plume from the Nabro eruption in summer 2011 in the framework of SPALINET" *European Aerosol Conference. Granada*.
- Hamburger, T., G. McMeeking, A. Minikin, W. Birmili, M. Dall'Osto, C. O'Dowd, H. Flentje, B. Henzing, H. Junninen, A. Kristensson, G. de Leeuw, A. Stohl, J. F. Burkhardt, H. Coe, R. Krejci and A. Petzold. 2011. "Overview of the synoptic and pollution situation over Europe during the EUCAARI-LONGREX field campaign". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 1065-1082.
- Han, Y., J. B. Snider, E. R. Westwater, S. H. Melfi, and R. A. Ferrare. 1994. "Observations of water-vapor by ground-based microwave radiometers and Raman lidar". *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99, 18695-18702.
- Hänel, G. 1976. *The Properties of Atmospheric Aerosol Particles as Functions of the Relative Humidity at Thermodynamic Equilibrium with the Surrounding Moist Air*, in *Advances in Geophysics*, edited by H. E. Landsberg and J. V. Mieghem, 19, pp. 73-188, Elsevier.
- Hansen, J. E. 1971. "Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II: Sunlight reflected by terrestrial water clouds". *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 1400-1426.
- Hansen, J. E. and L. D. Travis. 1974. "Light scattering in planetary atmospheres". *Space Science Reviews*, 16, 527-610.
- Hayden, K. L., K. G. Anlauf, R. M. Hoff, J. W. Strapp, J. W. Bottenheim, H. A. Wiebe, F. A. Froude, J. B. Martin, D. G. Steyn, and I. G. McKendry. 1997. "The Vertical Chemical and Meteorological Structure of the Boundary Layer in the Lower Fraser Valley during Pacific '93'", *Journal of Atmospheric Environment*, 311, 2089-2105.

Hegg D. A., R. J. Ferek and P. V. Hobbs. 1993. "Aerosol size distribution in the cloudy atmospheric boundary layer of the North Atlantic ocean", *Journal of Geophysical Research*, 98, 8841-8846.

Hegg, D., T. Larson, Y. Po-Fat, 1993b. "A theoretical study of the effect of relative humidity on light scattering by tropospheric aerosols". *Journal of Geophysical Research*, 98, 18,435-18,439.

Hegg, D. A., J. Livingston, P. V. Hobbs, T. Novakov and P. Russell. 1997. "Chemical apportionment and aerosol column optical depths off the mid-Atlantic coast of the United States". *Journal of Geophysical Research*, 102, 25293-25303.

Hitschfeld, W., and J. Bordan. 1954. "Error inherent in the Radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths", *Journal of Meteorology*, 11, 58-67.

Hoareau, C, P. Keckhut, J.-L. Baray, L. Robert, Y. Courcoux, J. Porteneuve, H. Vömel and B. Morel. 2012. "A Raman lidar at La Reunion (20.8° S, 55° E) for monitoring water vapour and cirrus distributions in the subtropical upper troposphere: preliminary analyses and description of a future system". *Atmospheric Measurement Techniques*, 5, 1333-1348.

Holben, B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kauman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak and A. Smirnov. 1998. "AERONET: a federated instrument network and data archive for aerosol characterization". *Remote Sensing of Environment*, 66, 1-16.

Holton, J. R. 2004. *An introduction to dynamic meteorology*. Elsevier Academic Press. San Diego, California, USA.

Im, J-S., V. K. Saxena, and B. N. Wenny. 2001. "An assessment of hygroscopic growth factors for aerosols in the surface boundary layer for computing direct radiative forcing" *Journal of Geophysical Research*, 106, 20333-20347.

IPCC. 2007. *Summary for Policymakers*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC. 2013. *Summary for Policymakers*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Iqbal, M. 1983. *An introduction to solar radiation*, Academic Press Canada.

Junge, C.E. 1952. Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols. *Annalen der Meteorologie*, 12, 13–25.

Kaufman, Y.J., I. Koren, L. A. Remer, D. Rosenfeld, Y. Rudich. 2005. "The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean". *Proceeding of the National Academy of Sciences*, 102, 11207-11212.

King, M. D., D. M. Byrne, B. M. Herman, and J. A. Reagan. 1978. "Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements", *Journal of Atmospheric Sciences*, 21, 2153–2167.

King, M. D. 1982. "Sensitivity of constrained linear inversions to the selection of the Lagrange multiplier", *Journal of Atmospheric Sciences*, 39, 1356–1369.

Klett, J. D. 1981. "Stable analytical inversion solution for processing lidar returns". *Applied Optics*, 20, 211-220.

Klett, J. D. 1985. "Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratio". *Applied Optics*, 24, 1638-1643.

Köhler, H. 1936. "The nucleus in the growth of hygroscopic droplets". *Journal of the Chemical Society, Faraday Transactions*, 32, 1152–1161.

Kokkalis, P., A. Papayannis, V. Amiridis, R. E. Mamouri, I. Veselovskii, A. Kolgotin, G. Tsaknakis, N. I. Kristiansen, A. Stohl, and L. Mona. 2013. "Optical, microphysical, mass and geometrical properties of aged volcanic particles observed over Athens, Greece, during the Eyjafjallajökull eruption in April 2010 through synergy of Raman lidar and sunphotometer measurements". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 9303-9320.

- Kotchenruther, R. and P. V. Hobbs. 1998. "Humidification factors of aerosols from biomass burning in Brazil". *Journal of Geophysical Research*, 103, 32.081–32.090.
- Kotchenruther, R. A., P. V. Hobbs, and D. A. Hegg. 1999. "Humidification factors for atmospheric aerosols off the mid-Atlantic coast of the United States", *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 104, 2239-2251.
- Kovalev, V. A. and H. Moosmüller. 1994. "Distortion of particulate extinction profiles measured with lidar in a two-component atmosphere", *Applied Optics*, 33, 6499-6507.
- Kovalev, V. A. and W. E. Eichinger. 2004. *Elastic Lidar Theory, Practice and Analysis Methods*. Wiley-Interscience.
- Lange, D., J. Tiana-Alsina, U. Saeed, S. Tomas, and F. Rocadenbosch. 2013. "Atmospheric boundary layer height monitoring using a Kalman filter and backscatter lidar returns," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52, 4717-4728.
- Leblanc, T., I. S. McDermid, and T. D. Walsh. 2012. "Ground-based water vapor raman lidar measurements up to the upper troposphere and lower stratosphere for long-term monitoring", *Atmospheric Measurement Techniques*, 5, 17-36.
- Liou, K. N. 1980. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, Inc. London.
- MacKinnon, D. J. 1969. "The effect of hygroscopic particles on the backscattered power from a laser beam". *Journal of Atmospheric Science*, 26, 500-510.
- Maiya, U. N. 1983. *A comparative study of precipitable water in the atmosphere by radio, optical and other methods*. Raman Research Institute, Bangalore. University of Mysore.
- Mather, T. A., C. Oppenheimer, A. G. Allen and A. J. S. McGonigle. 2004. "Aerosol chemistry of emissions from three contrasting volcanoes in Italy", *Atmospheric Environment*, 38, 5637-5649.
- Mattis, I., A. Ansmann, D. Althausen, V. Jaenisch, U. Wadinger, D. Müller, Y. F. Arshinov, S. M. Bobrovnikov and I. B. Serikov. 2002. "Relative-Humidity Profiling in the Troposphere with a Raman Lidar". *Applied Optics*, 41, 6451-6462.

- McMurry, P. H., K. S. Woo, R. Weber, D.-R. Chen and D. Y. H. Pui. 2000. "Size distributions of 3-10nm atmospheric particles: implications for nucleation mechanisms". *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A - Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 358, 2625-2642.
- Measures, R.M. 1984. *Laser remote sensing: Fundamentals and Application*, Wiley, New York.
- Melfi, S. H. 1972. "Remote measurements of the atmosphere using raman scattering", *Applied Optics*, 11, 1605-1610.
- Melfi, S. H., J. D. Spinhirne and S.-H. Chou. 1985. "Lidar Observations of Vertically Organized Convection in the Planetary Boundary Layer over the Ocean", *Journal of Climate and applied meteorology*, 24, 806-821.
- Melfi, S. H., D. N. Whiteman and R. Ferrare. 1989. "Observations of atmospheric fronts using Raman lidar moisture measurements". *Journal of Applied Meteorology*, 28, 789-806.
- Menut, L., C. Flamant, and J. Pelon. 1999. "Evidence of interaction between synoptic and local scales in the surface layer over the Paris area", *Boundary-Layer Meteorology*, 93, 269-286.
- Millán, M., B. Artíñano, L. Alonso, M. Castro, R. Fernández-Patier, and J. Goberna. 1992. "Mesometeorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula". *Report N° 44 in the Air Pollution Research Report Series of the Environmental Research Programme of the Commission of the European Communities*.
- Mocker, S. B. 1995. "Water vapor in the climate system", *Special report, American geophysical Union (AGU)*, 2000 Florida Ave., N.W., Washington, DC 20009, (<http://www.eso.org/gen-fac/pubs/astclim/espas/pwv/mockler.html>).
- Molero, F, M. Sicard, F. Navas-Guzmán, J. Preißler, A. Amodeo, V. Freudenthaler, A. J. Fernández, S. Tomas, M. J. Granados, F. Wagner, A. Giunta, I. Mattis, M. Pujadas, A. Comerón, L. Alados-Arboledas, J. L. Guerrero-Rascado, G. D'Amico, D. Lange, J. A. Bravo, D. Kumar, G. Pappalardo, J. Giner, C. Muñoz and F. Rocadenbosch. 2012. "Study on aerosol properties over Madrid (Spain) by multiple instrumentation during SPALI10 lidar campaign". *Óptica pura y aplicada*, 45, 405-413.

Molero, F., A. J. Fernández, F. J. Gómez-Moreno, E. Alonso, M. Becerril, M. Pujadas and B. Artíñano, 2013. "Study of aerosol hygroscopic growth inside a well-mixed boundary layer by means of multi-wavelength Raman lidar". *1st Iberian Meeting on Aerosol Science and Technology – RICTA 2013. Evora, Portugal. Proceedings Book*, pp.147-151.

Molero, F., F. J. Andrey, A. J. Fernández, M. C. Parrondo, M. Pujadas, C. Córdoba-Jabonero, M. A. Revuelta and F. J. Gómez-Moreno. 2014. "Study of vertically resolved aerosol properties over an urban background site in Madrid (Spain)". *International Journal of Remote Sensing*, 35, 2311-2326.

Morgan, W. T., J. D. Allan, K. N. Bower, M. Esselborn, B. Harris, J. S. Henzing, E. J. Highwood, A. Kiendler-Scharr, G. R. McMeeking, A. A. Mensah, M. J. Northway, S. Osborne, P. I. Williams, R. Krejci and H. Coe. 2010. "Enhancement of the aerosol direct radiative effect by semi-volatile aerosol components: airborne measurements in North-Western Europe". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 8151-8171.

Morris, C. E., D. C. Sands, M. Bardin, R. Jaenicke, B. Vogel, C. Leyronas, P. A. Ariya and R. Psenner. 2011. "Microbiology and atmospheric processes: research challenges concerning the impact of airborne micro-organisms on the atmosphere and climate". *Biogeosciences*, 8, 17-25.

Müller, D., U. Wandinger, and A. Ansmann. 1999a. "Microphysical particle parameters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: simulation", *Applied Optics*, 38, 2358-2368.

Müller, D., U. Wandinger, and A. Ansmann. 1999b. "Microphysical particle parameters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: theory", *Applied Optics*, 38, 2346-2357.

Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Teche, U. Wadinger, D. Althausen, and A. Sohl. 2005. "Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar". *Journal of Geophysical Research*, 112, D16.

Müller, D., I. Mattis, U. Wandinger, A. Ansmann, D. Althausen, and A. Stohl. 2005. "Raman lidar observations of aged Siberian and Canadian forest fire smoke in the free troposphere over Germany in 2003: Microphysical particle characterization". *Journal of Geophysical Research*, 110, D17201.

- Novakov, T., D. A. Hegg, and P. V. Hobbs. 1997. "Airborne measurements of carbonaceous aerosols on the East Coast of the United States". *Journal of Geophysical Research*, 102, 30023-30030.
- Ortiz, J. P. 2011. *Análisis del contenido total en columna de vapor de agua atmosférico sobre la Península Ibérica medido con distintas técnicas: radiosondeos, fotómetros solares y sistemas GPS*. Tesis presentada en el Departamento de Física Teórica, Atómica y Óptica. Universidad de Valladolid.
- Pappalardo, G., A. Amodeo, M. Pandolfi, U. Wandinger, A. Ansmann, J. Bösenberg, V. Matthias, V. Amiridis, F. De Tomasi, M. Frioud, M. Larlori, L. Komquem, A. Papayannis, F. Rocadenbosch and X. Wang. 2004. "Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 3. Raman lidar algorithm for aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio". *Applied Optics*, 43, 5370-5385.
- Pappalardo, G., A. Amodeo, A., Apituley, A. Comerón, V. Freudenthaler, H. Linné, A. Ansmann, J. Bösenberg, G. D'Amico, I. Mattis, L. Mona, U. Wandinger, V. Amiridis, L. Alados-Arboledas, D. Nicolae, and M. Wiegner. 2014. "EARLINET: towards an advanced sustainable European aerosol lidar network", *Atmospheric Measurement Techniques*, 7, 2389-2409.
- Parmar, R. S., M. Welling, M. O. Andreae and G. Helas. 2008. "Water vapour release from biomass combustion". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 6147-6153.
- Penner J., M. Andreae, H. Annegarn, L. Barrie, J. Feichter, D. Hegg, A. Jayaraman, R. Leaitch, D. Murphy, J. Nganga and G. Pitari. 2001. "Aerosols, their direct and indirect effects". In *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, 289-384. Cambridge Univ. Press. U.K.
- Pérez, C., M. Sicard, O. Jorba, A. Comerón and J. M. Baldasano. 2004. "Summertime recirculations of air pollutants over the north-eastern Iberian coast observed from systematic EARLINET lidar measurements in Barcelona". *Atmospheric Environment*, 38, 3983-4000.
- Pfister, G., P. Hess, L. Emmons, P. Rasch and F. Vitt. 2008. "Impact of the summer 2004 Alaska fires on top of the atmosphere clear-sky radiation fluxes". *Journal of Geophysical Research*, 113, D02204.
- Plaza, J., B. Artíñano, P. Salvador, F. J. Moreno, M. Pujadas and C. A. Pio. 2011. "Short term secondary organic carbon estimations with a modified OC/EC primary ratio method at a suburban site in Madrid (Spain)". *Atmospheric Environment*, 45, 2496 - 2506.

- Prospero, J. M. 1999. "Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: Impact of African dust on the environment of the southeastern United States". *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96, 3396-3403.
- Pujadas, M. 2002. *Formación y transporte de dióxido de nitrógeno en la cuenca aérea de Madrid en situaciones episódicas de invierno*. Tesis presentada en la Facultad de Físicas de la Universidad Complutense de Madrid.
- Randel, D. L., T. H. Vonder Haar, M. A. Ringerud, G. L. Stephens, T. J. Greenwald, and C. L. Combs. 1996. "A New Global Water Vapor Dataset", *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1233-1246.
- Randriamiarisoa, H., P. Chazette, P. Couvert, J. Sanak, and G. Mégie. 2006. "Relative humidity impact on aerosol parameters in a Paris suburban area". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1389-1407.
- Renaut, D. and R. Capitini. 1988. "Boundary-Layer Water Vapor Probing with a Solar-Blind Raman Lidar: Validations, Meteorological Observations and Prospects". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 5, 585-601.
- Revuelta, M. A., M. Sastre, A. J. Fernández, L. Martín, R. García, F. J. Gómez-Moreno, B. Artíñano, M. Pujadas and F. Molero. 2012. "Characterization of the Eyjafjallajökull volcanic plume over the Iberian Peninsula by lidar remote sensing and ground-level data collection". *Atmospheric Environment*, 48, 46-65.
- Rivera-Carpio, C.A., C. E. Corrigan, T. Novakov, J. E. Penner, C. F. Rogers and J. C. Chow. 1996. "Derivation of contributions of sulphate and carbonaceous aerosols to cloud condensation nuclei from mass size distributions". *Journal of Geophysical Research*, 101, 19483-19493.
- Rogers, C. F., J. G. Hidson, B. Zeilinska, R. L. Tanner, J. Hallett and J. G. Watson. 1991. *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications*. Edited by: Levine, J. S., pp. 431 - 440, MIT Press, Cambridge, MA.
- Rogers, R. R. 1977. *Física de las nubes*. Ed. Reverte.
- Ross, R. J. and W. P. Elliott. 2001. "Radiosonde-based Northern Hemisphere troposphere water vapor trends", *Journal of Climate*, 14, 1602-1612.

- Russel, P. B., T. J. Swissler and M. P. McCormick. 1979. "Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements", *Applied Optics*, 18, 3783-3797.
- Salvador, P., B. Artíñano, D. G. Alonso, X. Querol and A. Alastuey. 2004. "Identification and characterisation of sources of PM10 in Madrid (Spain) by statistical methods". *Atmospheric Environment*, 38, 435-447.
- Salvador, P., B. Artíñano, F. Molero, M. Viana, J. Prey, A. Alastuey and X. Querol. 2013. "African dust contribution to ambient aerosol levels across central Spain: Characterization of long-range transport episodes of desert dust". *Atmospheric Research*, 127, 117-129.
- Sánchez, J. L., R. Posada, E. García-Ortega, L. López and J. L. Marcos. 2013. "A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor density by means of a ground-based microwave radiometer". *Atmospheric Research*, 122, 43-54.
- Sasano, Y., and H. Nakane. 1984. "Significance of the Extinction/Backscatter Ratio and the Boundary Value Term in the Solution for the Two-Component Lidar Equation." *Applied Optics*, 23, 11-13.
- Seibert, P., F. Beyrich, S. E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, A., and P. Tercier. 1998. "Mixing layer depth determination for dispersion modelling", *COST Action 710 - Final Report. Harmonisation of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models, Report of Working Group 2*, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 431 pp.
- Seibert, P., F. Beyrich, S. E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, and P. Tercier. 2000. "Review and Intercomparison of Operational Methods for the Determination of the Mixing Height", *Atmospheric Environment*, 34, 1001-1027.
- Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis. 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. Wiley, New York.
- Sendiña, I. y Pérez, V. (2006). *Fundamentos de Meteorología*. Servizo de Publicacións da Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela.

Senff, C., J. Bösenberg, G. Peters, and T. Schaberl. 1996. "Remote sensing of Turbulent Ozone Fluxes and the Ozone Budget in the Convective Boundary Layer with DIAL and Radar-RASS: A Case Study", *Contribution to Atmospheric Physics*, 69, 161-176.

Sherlock, V., A. Hauchecorne, J. Lenoble. 1999. "Methodology for the independent calibration of Raman backscatter water-vapor lidar systems". *Applied Optics*, 38, 5816-5837.

Sicard, M., C. Perez, F. Rocadenbosch, J. M. Baldasano, and D. Garcia-Vizcaino. 2006. "Mixed-layer depth determination in the Barcelona coastal area from regular lidar measurements: Methods, results and limitations", *Boundary-Layer Meteorology*, 119, 135-157.

Sicard, M., G. D'Amico, A. Comerón, L. Mona, L. Alados-Arboledas, A. Amodeo, H. Baars, L. Belegante, I. Biniotoglou, J. A. Bravo-Aranda, A. J. Fernández, P. Fréville, D. García-Vizcaíno, A. Giunta, M. J. Granados-Muñoz, J. L. Guerrero-Rascado, D. Hadjimitsis, A. Haefele, M. Hervo, M. Iarlori, P. Kokkalis, D. Lange, R. E. Mamouri, I. Mattis, F. Molero, N. Montoux, A. Muñoz, C. Muñoz Porcar, F. Navas-Guzmán, D. Nicolae, A. Nisantzi, N. Papagiannopoulos, A. Papayannis, S. Pereira, J. Preißler, M. Pujadas, V. Rizi, F. Rocadenbosch, K. Sellegri, V. Simeonov, G. Tsaknakis, F. Wagner, and G. Pappalardo. 2015. "EARLINET: potential operationality of a research network". *Atmospheric Measurement Techniques*, 8, 4587-4613.

Sloane, C. S., J. Watson, J. Chow, L. Pritchett and L. W. Richards. 1991. "Size-segregated fine particle measurements by chemical species and their impact on visibility impairment in Denver" *Atmospheric Environment*, 25 (Part A), 1013-1024.

Solomon, S. 2007. *Climate Change 2007: The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.

Spurny, K. 2000. *Aerosol Chemical Processes in the Environment.*, Lewis Publishers, Boca Raton.

Stull, R. B., 1988. *An introduction to Boundary Layer Meteorology*. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Vol.13, Kluwer Academic Publishers, 670 pp.

Takamura, T., Y. Sasano, and T. Hayasaka. 1994. "Tropospheric Aerosol Optical Properties Derived from LIdar, Sun Photometer, and Optical Particle Counter Measurements." *Applied Optics*, 33, 7132-7140.

- Tang, I. N. and H. R. Munkelwitz. 1993. "Composition and temperature dependence of the deliquescence properties of hygroscopic aerosols". *Atmospheric Environment*, 27A, 467-473.
- Tardif, R. 2002. "Boundary layer aerosol backscattering and its relationship to relative humidity from a combined Raman-elastic backscatter lidar". Class project for ATOC 5235 Remote Sensing of the Atmosphere and Oceans. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. University of Colorado.
- Tegen, I., and I. Fung. 1995. "Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification". *Journal of Geophysical Research*, 100, 18707-18726.
- Tetens, V.O. 1930. "Über einige meteorologische". *Begriffe, Zeitschrift für Geophysik*, 6, 297-309.
- Tikhonov, A. N., and V. Y. Arsenin. 1977. *Solution of ill-posed problems*, 258 pp., Winston.
- Toledano C, V. E. Cachorro, A. M. de Frutos, B. Torres, M. Sorribas and B. de la Morena. 2009. "Air mass classification and analysis of aerosol types at El Arenosillo (Spain)". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 962-981.
- Turner, D. D. and J. E. M. Goldsmith. 1999. "Twenty-Four-Hour Raman Lidar Water Vapor Measurements during the Atmospheric Radiation Measurement Program's 1996 and 1997 Water Vapor Intensive Observation Periods". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 16, 1062-1076.
- Twomey, S. 1977. "Influence of pollution on the short-wave albedo of clouds". *Journal of Atmospheric Science*, 34, 1149-1152.
- Venable, D. D., D. N. Whiteman, M. N. Calhoun, A. O. Dirisu, R. M. Connell and E. Landulfo. 2011. "Lamp mapping technique for independent determination of the water vapor mixing ratio calibration factor for a Raman lidar system". *Applied Optics*, 50, 4622-4632.
- Veselovskii, I., A. Kolgotin, V. Griaznov, D. Müller, U. Wandinger, and D. N. Whiteman. 2002. "Inversion with regularization for the retrieval of tropospheric aerosol parameters from multiwavelength lidar sounding", *Applied Optics*, 41, 3685-3699.

Veselovskii, I., D. N. Whiteman, A. Kolgotin, E. Andrews, and M. Korenskii. 2009. "Demonstration of aerosol property profiling by multiwavelength lidar under varying relative humidity conditions", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1543-1557.

Veselovskii, I., O. Dubovik, A. Kolgotin, M. Korenskiy, D. N. Whiteman, K. Allakhverdiev and F. Huseyinoglu. 2012. "Linear estimation of particle bulk parameters from multiwavelength lidar measurements". *Atmospheric Measurement Techniques*, 5, 1135-1145.

Wagner, J., A. Ansmann, U. Wandinger, P. Seifert, A. Schwarz, M. Tesche, A. Chaikovsky, and O. Dubovik. 2013. "Evaluation of the Lidar/Radiometer Inversion Code (LIRIC) to determine microphysical properties of volcanic and desert dust", *Atmospheric Measurement Techniques*, 6, 1707-1724.

Wandinger, U., D. Müller, C. Böckmann, D. Althausen, V. Matthias, J. Bösenberg, V. Weiss, M. Fiebig, M. Wendisch, A. Stohl and A. Ansmann. 2002. "Optical and microphysical characterization of biomass-burning and industrial-pollution aerosols from-multiwavelength lidar and aircraft measurements". *Journal of Geophysical Research*, 107, 8125.

Wandinger, U., M. Tesche, P. Seifert, A. Ansmann, D. Müller and D. Althausen. 2010. "Size matters: Influence of multiple scattering on CALIPSO light-extinction profiling in desert dust", *Geophysical Research Letters*, 37, L10801.

Wandinger, U., V. Freudenthaler, H. Baars, A. Amodeo, R. Engelmann, I. Mattis, S. Groß, G. Pappalardo, A. Giunta, G. D'Amico, A. Chaikovsky, F. Osipenko, A. Slesar, D. Nicolae, L. Belegante, C. Talianu, I. Serikov, H. Linné, F. Jansen, A. Apituley, K. M. Wilson, M. de Graaf, T. Trick, H. Gieh, M. Adam, A. Comerón, C. Muñoz, F. Rocadenbosch, M. Sicard, S. Tomás, D. Lange, D. Kumar, M. Pujadas, F. Molero, A. J. Fernández, L. Alados-Arboledas, J. A. Bravo-Aranda, F. Navas-Guzmán, J. L. Guerrero-Rascado, M. J. Granados-Muñoz, J. Preißler, F. Wagner, M. Gausa, I. Grigorov, D. Stoyanov, M. Iarlori, V. Rizi, N. Spinelli, A. Boselli, X. Wang, T. Lo Feudo, M. R. Perrone, F. De Tomasi, and P. Burlizzi. 2016. "EARLINET instrument intercomparison campaigns: overview on strategy and results". *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 1001-1023.

Warner, J. and S. Twomey. 1967. "The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud drop concentrations". *Journal of Atmospheric Science*, 24, 704-713.

- Weijers, E. P., M. Schaap, L. Nguyen, J. Matthijsen, H. A. C. van de Gon Denier, H. M. ten Brink and R. Hoogerbrugge. 2011. "Anthropogenic and natural constituents in particulate matter in the Netherlands", *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 2281-2294.
- Weitkamp, C. 2005. *Lidar: Range-Resolved Optical remote Sensing of the Atmosphere* Springe.
- Whitby, K. T. 1973. "On the multimodal nature of atmospheric aerosol size distributions". Presented at *VIIIth international conference on nucleation, Leningrad, U.S.S.R.*
- Whiteman, D. N., S. H. Melfi and R. A. Ferrare. 1992. "Raman Lidar system for the measurement of water and aerosol in the Earth's atmosphere". *Applied Optics*, 31, 3068-3082.
- Whiteman, D. N. 2003. "Examination of the Traditional Raman Lidar Technique. II. Evaluating the Ratios for Water Vapor and Aerosols". *Applied Optics*, 42, 2593-2608.
- Wulfmeyer, V., and G. Feingold. 2000. "On the relationship between relative humidity and particle backscattering coefficient in the marine boundary layer determined with differential absorption lidar", *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984– 2012), 105, 4729-4741.
- Yagüe, C., E. Zurita and A. Martínez. 1991. "Statistical analysis of the Madrid urban heat island". *Atmospheric Environment*, 25B, 327-332.
- Zege, E. P., A. P. Ivanov, and I. L. Katsev. 1991. *Image transfer through a scattering medium*. Springer Berlin.
- Zieger, P., R. Fierz-Schmidhauser, E. Weingartner, and U. Baltensperger. 2013. "Effects of relative humidity on aerosol light scattering: results from different European sites", *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 10609-10631.

Lista de publicaciones

Molero, F, M. Sicard, F. Navas-Guzmán, J. Preißler, A. Amodeo, V. Freudenthaler, **A. J. Fernández**, S. Tomas, M. J. Granados, F. Wagner, A. Giunta, I. Mattis, M. Pujadas, A. Comerón, L. Alados-Arboledas, J. L. Guerrero-Rascado, G. D'Amico, D. Lange, J. A. Bravo, D. Kumar, G. Pappalardo, J. Giner, C. Muñoz and F. Rocadenbosch. 2012. "Study on aerosol properties over Madrid (Spain) by multiple instrumentation during SPALI10 lidar campaign". *Óptica pura y aplicada*, 45, 405-413.

Revuelta, M. A., M. Sastre, **A. J. Fernández**, L. Martín, R. García, F. J. Gómez-Moreno, B. Artíñano, M. Pujadas and F. Molero. 2012. "Characterization of the Eyjafjallajökull volcanic plume over the Iberian Peninsula by lidar remote sensing and ground-level data collection". *Atmospheric Environment*, 48, 46-65.

Fernández-Gálvez, J., J. L. Guerrero-Rascado, F. Molero, H. Lyamani, M. A. Revuelta, F. Navas-Guzmán, M. Sastre, J. A. Bravo-Aranda, **A. J. Fernández**, M. J. Granados-Muñoz, F. J. Gómez-Moreno, F. J. Olmo, M. Pujadas and L. Alados-Arboledas. 2013. "Aerosol size distribution from inversión of solar radiances and measured at ground-level during SPALI10 campaign". *Atmospheric Research*, 127, 130-140.

Molero, F., F. J. Andrey, **A. J. Fernández**, M. C. Parrondo, M. Pujadas, C. Córdoba-Jabonero, M. A. Revuelta and F. J. Gómez-Moreno. 2014. "Study of vertically resolved aerosol properties over an urban background site in Madrid (Spain)". *International Journal of Remote Sensing*, 35, 2311-2326.

Fernández, A. J., F. Molero and M. Pujadas. 2014. "Aerosol optical and microphysical properties observed by lidar technique from a forest fire smoke event over Madrid". *International Journal of Remote Sensing*, 35, 5004-5035.

Wandinger, U., V. Freudenthaler, H. Baars, A. Amodeo, R. Engelmann, I. Mattis, S. Groß, G. Pappalardo, A. Giunta, G. D'Amico, A. Chaikovsky, F. Osipenko, A. Slesar, D. Nicolae, L. Belegante, C. Talianu, I. Serikov, H. Linné, F. Jansen, A. Apituley, K. M. Wilson, M. de Graaf, T. Trick, H. Gieh, M. Adam, A. Comerón, C. Muñoz, F. Rocadenbosch, M. Sicard, S. Tomás, D. Lange, D. Kumar, M. Pujadas, F. Molero, **A. J. Fernández**, L. Alados-Arboledas, J. A. Bravo-Aranda, F. Navas-Guzmán, J. L. Guerrero-Rascado, M. J. Granados-Muñoz, J. Preißler, F.

Wagner, M. Gausa, I. Grigorov, D. Stoyanov, M. Iarlori, V. Rizi, N. Spinelli, A. Boselli, X. Wang, T. Lo Feudo, M. R. Perrone, F. De Tomasi, and P. Burlizzi. 2016. "EARLINET instrument intercomparison campaigns: overview on strategy and results". *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 1001–1023.

Fernández, A. J., A. Apituley, I. Veselovskii, A. Suvorina, J. Henzing, M. Pujadas and B. Artíñano. 2015. "Study of aerosol hygroscopic events over the Cabauw experimental site for atmospheric research (CESAR) using the multi-wavelength Raman lidar Caeli". *Atmospheric Environment*, 120, 484–498.

Sicard, M., G. D'Amico, A. Comerón, L. Mona, L. Alados-Arboledas, A. Amodeo, H. Baars, L. Belegante, I. Biniotoglou, J. A. Bravo-Aranda, **A. J. Fernández**, P. Fréville, D. García-Vizcaíno, A. Giunta, M. J. Granados-Muñoz, J. L. Guerrero-Rascado, D. Hadjimitsis, A. Haefele, M. Hervo, M. Iarlori, P. Kokkalis, D. Lange, R. E. Mamouri, I. Mattis, F. Molero, N. Montoux, A. Muñoz, C. Muñoz Porcar, F. Navas-Guzmán, D. Nicolae, A. Nisantzi, N. Papagiannopoulos, A. Papayannis, S. Pereira, J. Preißler, M. Pujadas, V. Rizi, F. Rocadenbosch, K. Sellegri, V. Simeonov, G. Tsaknakis, F. Wagner, and G. Pappalardo. 2015. "EARLINET: potential operability of a research network". *Atmospheric Measurement Techniques*, 8, 4587–4613.